

DIE BEDEUTUNG DES ADVEKTIVEN WÄRMETRANSPORTES IN DER ENERGIEBILANZ DES LUFTRAUMES DES KARPATENBECKENS

von B. BÉLL

Herrn Prof. DR. ANTAL RÉTHLY zu seinem 90. Geburtstag gewidmet

Summary: On the basis of aerological data series, mainly of those obtained from radiosonde measurements carried out in Budapest during the period of 1961—1965 the author investigated the average advective heat balance of the troposphere. Upper wind measurements carried out by stations in NW Germany, in Budapest and in Tateno (Japan) clearly show the thermic effect of the two oceans and of the Eurasian continent situated between them. From statistical investigations on the temperature advection over Budapest it has been shown that within the investigated period the free troposphere was in every season (with the exception of the summer) and also in the average of the whole year warmed, while in summer cooled by the circulation. In the cooling effect of the circulation in summer one may recognize the influence of the Atlantic Ocean, and in winter in the advective heat income again the influence of the Atlantic Ocean and of the Mediterranean can be seen. The comparatively small absolute values of the advective heat balance, and even of their sign, depend strongly on the frequency-ratio of the positive and negative components, and, through it on the frequency of the wind direction of the investigated period.

Zusammenfassung: Anhand der aerologischen Angabenreihen, hauptsächlich von in Budapest in der Periode von 1961—1965 ausgeführten Radiosondenmessungen untersucht der Verfasser den durchschnittlichen advektiven Wärmebilanz der freien Troposphäre. Die Höhenwindmessungen der Stationen in Nordwestdeutschland, in Budapest und in Tateno (Japan) beweisen den thermischen Effekt der zwei Ozeanen und des zwischen ihnen liegenden eurasischen Kontinentes. Aus der statistischen Untersuchung der Temperaturadvektion über Budapest ging es hervor, dass die freie Troposphäre von der Zirkulation in der untersuchten Periode mit Ausnahme des Sommers in allen Jahreszeiten und auch im Durchschnitte des ganzen Jahres gewärmt, im Sommer dagegen gekühlt wurde. Im Sommer kann in dem Kühlungseffekt der Zirkulation der Einfluss des Atlantischen Ozeans, in Winter aber in der advektiven Wärmeeinnahme ebenfalls der Einfluss des Atlantischen Ozeans, sowie des Mittelmeeres erkannt werden. Die verhältnismässig kleinen absoluten Werte der advektiven Wärmebilanz, ja sogar die Vorzeichen derselben hängen in sehr grossem Masse von der Häufigkeitsproportion der positiven und der negativen Komponenten, sowie durch ihre Vermittlung von der Windrichtungshäufigkeit während des untersuchten Zeitabschnittes ab.

Auf Grund von an dem Boden und in der hohen Atmosphäre ausgeführten Sonnenstrahlungsmessungen kann jene Strahlungsenergie abgeschätzt werden, die von der Erde und ihrer Atmosphäre innerhalb einer Zeiteinheit absorbiert wird. In ähnlicher Weise kann teils im Wege von Messungen, und teils durch Errechnungen auf den Energiestrom gefolgert werden, welcher durch reflektierte Sonnenstrahlung und langwellige Ausstrahlung die Erde und die Atmos-

phäre verlässt. Jeder andere aus innerer oder äusserer Quelle stammende Energiestrom, welcher auf die Oberfläche der Erde oder in die Atmosphäre gelangt, kann — im Verhältnis zum Energiefluxus der Sonnenstrahlung — vernachlässigt werden.

Im Einklange mit der Erfahrung kann es angenommen werden, dass in einem, auf eine genügend lange Periode bezogenen durchschnittlichen Jahre weder eine Akkumulation der Energie, noch eine Abnahme des Energievorrates an unserem Planet vor sich geht, d. h. das System „Erdoberfläche-Atmosphäre“ im Durchschnitte eines vollen Jahres sich in einem Strahlungsgleichgewicht befindet.

Innerhalb des Systems verschwindet jedoch die jährliche Strahlungsbilanz nicht überall. Es ist bekannt, dass die Erdoberfläche-Atmosphäre in den um den Äquator an niedrigeren Breiten befindlichen Zonen in einem durchschnittlichen Jahre im allgemeinen mehr Strahlungsenergie absorbiert, als sie ausstrahlt, wogegen bei den höheren Breiten der aus der Strahlung stammende Energieverlust die jährliche Einnahme übersteigt. In der planetarischen Verteilung der Strahlungsbilanz kann also eine, mit dem Einfallswinkel der Sonnenstrahlung erklärliche zonale Verteilung beobachtet werden. Die zwischen den im Jahresdurchschnitt mit der positiven und negativen Strahlungsbilanz charakterisierbaren Zonen befindliche Grenze liegt ungefähr zwischen den Breiten 35° — 40° (SIMPSON 1927, BAUR und PHILIPPS 1934, BUDYKO 1963), dringt aber im Inneren der grossräumigen Kontinente auch in die niedrigeren Breiten ein. Diese Grenzlinie verschiebt sich im Winterhalbjahr gegen den Äquator und im Sommerhalbjahr gegen die Polen. Die mit positiver bzw. negativer Strahlungsbilanz charakterisierten Zonen werden im Winter der nördlichen Hemisphäre durchschnittlich vom Breitengrad 20° , im Sommer vom 55° , im Durchschnitte des ganzen Jahres aber von 38° N (SELLERS 1966) abgetrennt. In dieser Weise zeigt der Strahlungshaushalt des Sommerhalbjahres in der überwiegend gemässigten Zone zwischen 20° — 55° eine Energieeinnahme, jener des Winterhalbjahres aber einen Energieverlust. In den höheren Breiten ausserhalb der Zone ist die Strahlungsbilanz auch im Sommerhalbjahre negativ, an den niedrigeren Breiten aber auch im Winterhalbjahre positiv.

Die abweichenden physikalischen Eigenschaften der Oberfläche der Ozeanen und Kontinenten, die Verteilung der Bewölkung, die Unterschiede in der Strahlungsdurchlässigkeit der Luft können in der Jahresstrahlungsbilanz bedeutende lokale Differenzen verursachen selbst innerhalb einer und derselben Breite.

So ist zum Beispiel im Durchschnitte des durch die Mitte des Karpatenbeckens laufenden Breitengrades 47° N die Jahresstrahlungsbilanz des Systems „Erdoberfläche-Atmosphäre“ auf Grund der vorhergesagten negativ, durch die Forschungen der letzten Jahre (BACSÓ 1959, 1965) ist es aber zweifelhaft geworden, ob im Raume von den witterungsmodifizierenden Effekt der Alpen und der Karpaten ausgesetzten Ungarns der jährliche Strahlungsenergieverlust die Einnahme des Systems übersteigt.

Der in der Strahlungsbilanz erscheinende jährliche Energieüberschuss oder Verlust würde eine lokale Anhäufung der Wärmeenergie, bzw. eine Abnahme des Wärmeverrates hervorrufen. Da solche Erscheinungen nirgends auf der Erde beobachtet werden, muss es angenommen werden, dass der auch die Strahlungsbilanz in sich einschliessende Wärmehaushalt im Jahresdurch-

schnitte einer genügend langen Periode sich überall im Gleichgewicht befindet. Aus diesem folgt, dass in der Jahresbilanz des Wärmehaushaltes der als Endresultat der Strahlungsprozesse sich meldende lokale Wärmeüberschuss, bezw. Wärmedefizit von anderen energetischen Prozessen kompensiert wird. Die Forschungen der letzten Jahrzehnte bekräftigen jene — auf einige Jahrhunderte zurückblickende — Annahme, dass das System „Erdoberfläche-Atmosphäre“ den jährlichen Wärmedefizit der an höheren Breiten liegenden Zonen aus dem Wärmeüberschuss der niedrigeren Breiten durch die Meeresströmungen und die allgemeine Zirkulation der Atmosphäre ersetzt. Nach RAETHJEN (1942) geht $\frac{1}{7}$ Teil des planetaren Wärmetransportes im Wege der Meeresströmungen, $\frac{6}{7}$ Teil aber durch den atmosphärischen Wärmeaustausch vor sich.

Der Wärmetransport der allgemeinen Zirkulation schliesst ausser der freien Wärme der Luft auch den Transport der latenten Wärme in sich. In der subtropischen Zone übersteigt die durchschnittliche Menge der Evaporation in den Winter- und Sommerhalbjahren die Menge des aus der Atmosphäre ausfallenden Niederschlages. Hier würde also ohne der ausgleichenden Wirkung der allgemeinen Zirkulation Wasserdampf und hiermit eine latente Wärme sich in der Atmosphäre anhäufen. In der gemässigten Zone und an den Polargebieten ist dagegen die Niederschlagsmenge im allgemeinen höher, als die in die Atmosphäre durch Verdampfung gelangende Wassermenge. Der Defizit wird aus dem Überschuss der an den niedrigeren Breiten liegenden Zonen von der allgemeinen Zirkulation ersetzt.

Von den neuerlichen Forschungen bezüglich der allgemeinen Zirkulation und ganz besonders den Resultaten des Internationalen Geophysikalischen Jahres wurde bewiesen, dass ein bedeutender Teil des Wärmetransportes globalen Ausmasses von den quasihorizontalen atmosphärischen Bewegungen, und zwar von den advektiven meridionalen Komponenten der allgemeinen Zirkulation ausgeführt wird.

Die atmosphärische Advektion transportiert also nicht bloss Luftmengen, sondern zugleich auch freie und latente Wärme im allgemeinen von den Zonen der niedrigeren Breiten gegen die höheren Breitengraden. Bezüglich der transportierten Wärmemenge verfügen wir — zwar in erster Linie im Durchschnitt der einzelnen Breitengraden — über einige schätzungsweisen Angaben, die ausführlicheren Untersuchungen wurden aber bloss durch die in nach 1950 im grösseren Masse begonnenen aerologischen Messungen ermöglicht.

Im Wärmetransport können sich natürlich, selbst entlang einer und derselben Breite, grosse Unterschiede ergeben. Als ihre Ursache können vor allem zwei grosse klimatischen Faktoren, und zwar die Wechselwirkung des Meeres und des Kontinentes, und die orographischen Auswirkungen erachtet werden. Im Luftraume von Ungarn kann sich der advektive Komponent des Wärmehaushaltes — teils infolge des abwechselnden Einflusses des Atlantischen Ozeans, des Mittelmeeres und des eurasischen Kontinentes, anderenteils wegen dem beckenartigen Charakter des Landes, — in eigentümlicher Weise gestalten.

Von BACSÓ wurden in seinen in 1959 und 1965 erschienenen Arbeiten Errechnungen hinsichtlich der monatlichen und jährlichen Summe des advektiven Wärmetransportes über Ungarn ausgeführt. Zu diesem Zwecke verwendete er ausser seinen eigenen Resultaten die Untersuchungen von TAKÁCS und DOBOSI (1957) über die Strahlungsverhältnisse, von FÁBIÁNCIS (1940),

BERKES (1946) und KÉRI (1952) über den Wasserhaushalt des Beckens, sowie jene von BÉLL (1955) über den Wasserdampfgehalt der Atmosphäre (precipitable water). Aus den am Boden ausgeführten Beobachtungen folgerte er darauf, dass der Luftraum des Beckens im Wege der Zirkulation $6,0 \text{ kcal/cm}^2 \text{ Jahr}$ latente Wärme erhält, dagegen infolge des Kühlungseffektes der Advektion $8,5 \text{ kcal/cm}^2 \text{ Jahr}$ Wärme verliert. Letzten Endes wird also der Luftraum des Beckens und dessen Wärmevorrat von dem advektiven Wärmeumsatz der Zirkulation mit $2,5 \text{ kcal/cm}^2 \text{ Jahr}$ Energie vermindert. Der Defizit wird durch die als positiv annehmbare Strahlungsbilanz ersetzt.

Im Besitze von aerologischen Angaben wurden von BALZER (1965) und DAHLER (1965) Forschungen bezüglich der advektiven Komponenten des Wärmehaushaltes der Atmosphäre durchgeführt. Diese Forscher sind zu der Folgerung gelangt, dass von dem advektiven Wärmeumsatz der Zirkulation zu dem von ihnen untersuchten Raum Nordwestdeutschlands besonders in der unteren freien Troposphäre Wärme transportiert wird. Nach der Annahme Dahlers wird die überwiegende Advektion wärmerer Luft vermutlich auch für grosse Teile, oder den grössten Teil Mittel-Europas gelten. Auf Grund der Bearbeitung der in 1959—1960 ausgeführten Höhenwindmessungen in Valentia (Irland) kam HÄNSEL (1968) zu der Folgerung, dass in der untersuchten Periode von 2 Jahren im Raume von Valentia die Gesamtsumme des auf das ganze Jahr gerechneten Wärmetransportes nicht verschwindet, sondern ein positiver Wert ist. Nach seinen Errechnungen war die jährliche advective Wärmeeinnahme in der über der Reibungsschicht liegenden freien Troposphäre mit einer Erwärmung von der Grössenordnung von $1 \text{ }^\circ\text{C}/12 \text{ Stunden}$ gleichwertig. HÄNSEL berief sich auf die Werke von BALZER (1964), DAHLER (1965) und SCHRÖDER (1966) und stellt fest, dass im Raume von Nordwest-Europa überwiegenderweise eine Advektion von wärmerer Luft zur Geltung kommt und diesem Effekt entspricht (in Grössenordnung) die aus der effektiven Ausstrahlung stammende Abkühlung.

Auf Grund von Radiowindmessungen wurde von BÉLL (1968) bewiesen, dass im Durchschnitte der Fünfjahrperiode von 1959—1963 in der Troposphäre von Budapest im Sommer die Advektion der kälteren Luft, im Winter aber die Advektion der wärmeren Luft häufiger war. Die auf das ganze Jahr gerechnete advective Wärmebilanz ergab einen kleinen, statistisch nicht signifikanten positiven Wert, welcher in der freien Troposphäre einer Erwärmung von $0,1—1,3 \text{ }^\circ\text{C}/12 \text{ Stunden}$ entsprach.

Wie ersichtlich, ist der advective Wärmeumsatz eine Schlüsselfrage des lokalen Wärmehaushaltes der Atmosphäre, und wenn dazu noch erwogen wird, dass der kinetische Energiebedarf der allgemeinen Zirkulation eigentlich von der aus dem Wärmetransport gewonnenen mechanischen Arbeit gedeckt wird, kann die Wichtigkeit und Aktualität der Erforschung der atmosphärischen Advektion leicht eingesehen werden.

Das Ziel der vorliegenden Arbeit ist die auf Grund von aerologischen Angaben ausgeführte Untersuchung des durchschnittlichen advektiven Wärmeumsatzes, und zwar in erster Linie in dem Raume Ungarns. Da aber Ungarn in der Grenzzone der ozeanischen und kontinentalen Einflüsse liegt, wurden bei unseren Folgerungen auch die Angaben von anderen aerologischen Stationen benutzt.

Der advective Wärmetransport kann mit der auf die Zeiteinheit errechneten lokalen Temperaturänderung ausgedrückt werden, die an dem gegebenen Orte

durch die horizontale Verlagerung der wärmeren oder kälteren Luft hervorgerufen wird (Temperaturadvektion).

Die lokale advektive Aenderung des Wärmegehaltes der Luft einer Raumeinheit kann in Kenntnis der Dichte, der spezifischen Wärme und der lokalen advektiven Temperaturänderung der Luft offensichtlich bestimmt werden.

Die lokale Aenderung der Temperatur wird natürlich nicht bloss von der Advektion, sondern auch von der gemeinsamen Auswirkung von anderen diabatischen und adiabatischen Prozessen hervorgerufen. Im allgemeinen kann die auf die Zeiteinheit errechnete lokale Aenderung der Temperatur in der folgenden Weise ausgedrückt werden:

$$\left(\frac{\Delta T}{\Delta t} \right)_l = \left(\frac{\Delta T}{\Delta t} \right)_{adv} + \left(\frac{\Delta T}{\Delta t} \right)_{adi} + \left(\frac{\Delta T}{\Delta t} \right)_{dia}$$

wo der erste Term auf der rechten Seite die advektive Temperaturänderung, der zweite und der dritte Term die aus den adiabatischen, bzw. diabatischen Vorgängen stammende Aenderung der Temperatur bedeutet.

Der zweite Term der Formel setzt sich aus jenen lokalen Temperaturänderungen zusammen, die aus den lokalen adiabatischen Aenderungen des Druckes, sowie aus den durch den horizontalen bzw. vertikalen Transport der Luft bedingten adiabatischen Druckänderungen stammen.

Der diabatische Term schliesst die durch die molekulare Wärmeleitung, den turbulenten Wärmeaustausch, die Phasenänderungen des Wassers, sowie durch die Strahlungsprozesse aufgenommenen oder abgegebenen Wärme bedingte lokale Temperaturänderungen in sich. In der freien Atmosphäre kann der adiabatische Term der lokalen Temperaturänderung bei der Untersuchung von auf längere Perioden bezogenen durchschnittlichen Verhältnissen neben den anderen zwei Komponenten vernachlässigt werden. Die diabatische Temperaturänderung kann praktisch auf die Wärmebilanz der Phasenänderungen des Wassers und auf die in der freien Atmosphäre immer negative Strahlungsbilanz zurückgeführt werden. Sie kann in der gemässigten Zone auf 15—17% der advektiven Komponenten geschätzt werden (BALZER 1965). Letzten Endes ist, wie dies von CHROMOW (1948) festgestellt wird, die Aenderung der Temperatur bei den in kurzer Zeit vor sich gehenden (von der Grössenordnung etwa eines Tages) Prozessen im Grunde genommen immer von einem advektiven Charakter.

In der freien Atmosphäre kann die advektive Komponente der lokalen Temperaturänderung mit aerologischen Messungen und mit den Methoden der synoptischen Aerologie gut angenähert werden. Allerdings kann in Anbetracht der Vorhergesagten nicht erwartet werden, dass die so gerechneten advektiven und die wahren Temperaturänderungen von Fall zu Fall übereinstimmen, ihre Unterschiede ermöglichen aber — wenn auch nicht die Bestimmung — sondern eine annähernde Schätzung der nicht advektiven Komponenten der lokalen Temperaturänderung.

Die auf ein endliches Δt Zeitintervall bezogene advektive Aenderung der lokalen Temperatur „ T “ kann als das skalare Produkt des horizontalen Windvektors (V) und des horizontalen Gradienten des Temperaturfeldes ausgedrückt werden. Dies bedeutet in der Höhe „ h “:

$$\left(\frac{\Delta T}{\Delta t} \right)_{adv} = - (V_h \cdot \text{grad}_h T).$$

In den folgenden werden die Vektors mit grossen Buchstaben und deren Betrag mit den entsprechenden kleinen Buchstaben bezeichnet.

In der Praxis wird der advective Wärmetransport nicht auf die horizontale Ebene, sondern auf quasihorizontale Isobarflächen (p) und auf durch Isobarflächen begrenzten Schichten bezogen. In diesem Sinne wird die advective Aenderung der Temperatur durch das skalare Produkt des isobarischen Windvektors und des isobarischen Gradienten der Temperatur ausgedrückt:

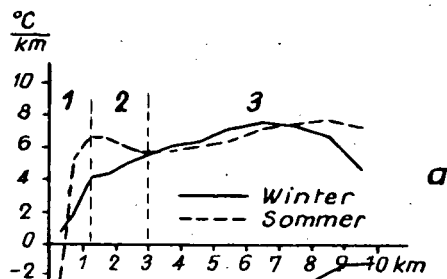
$$\left(\frac{\Delta T_{adv}}{\Delta t} \right)_p = - (V_p \cdot \text{grad } T) \quad (1)$$

Die advective Aenderung der Temperatur hängt offensichtlich von den Eigenschaften der Temperaturfelder und der Strömungsfelder ab. Da diese in den verschiedenen Schichten der Atmosphäre voneinander abweichen, müssen unsere Untersuchungen einestheils auf natürlicherweise abgegrenzte Schichten bezogen werden, anderenteils aber müssen unsere Errechnungen, wenn sie sich auf Messungen gründen, auf eine solche Schicht der Atmosphäre eingeschränkt werden, bezüglich welcher wir über genügende Temperatur- und Windangaben verfügen. In Anbetracht des letzterwähnten Standpunktes beschränken sich unsere vorliegenden Untersuchungen auf die Troposphäre.

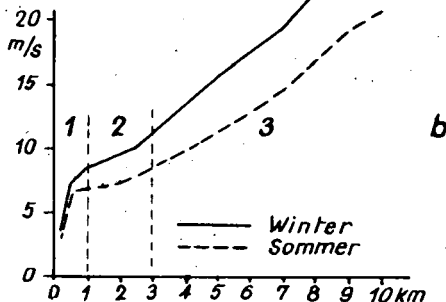
Die Troposphäre kann damit charakterisiert werden, dass in ihrem Wärmehaushalt und im allgemeinen auch in ihren physikalischen Eigenschaften die unmittelbare Auswirkung des Bodens in einem nach oben abnehmenden Masse zur Geltung kommt. Die Troposphäre ist — im Einklange mit den vorigen — einerseits durch die Abnahme der Temperatur mit der Höhe, andererseits in Übereinstimmung mit dem Grundgesetze der Aerologie, durch den überwiegenden Westwind, der mit der Höhe ansteigende Stärke aufweist, charakterisiert. Die Reibung mit dem Boden, die durch die Strahlung hervorgerufene starke Erwärmung und Abkühlung der Bodenoberfläche, die Phänomene der Konvektion und der Advektion, sowie deren Wechselwirkung bilden charakteristische Schichten in der Troposphäre. Sie erscheinen auch in den Durchschnittswerten der langen Angabenreihen der Temperatur und der Luftströmung und können deshalb als permanente Charakteristika der Troposphäre erachtet werden.

Die Unterscheidung der natürlichen Schichten der Troposphäre wird in der aerologischen Literatur nicht einheitlich vorgenommen. Die Erforschung ihrer sich lokal ändernden vertikalen Ausdehnung und ihrer sonstigen Eigenschaften erfordern weitere aerologische Bearbeitungen. Von FLOHN und PENNDORF (1942) wird für die über der bodennahen, der sogenannten planetaren Grenzschicht befindliche, in einer Höhe von etwa 1 km beginnende und durchschnittlich bis etwa 8 km Höhe reichende Schicht der Troposphäre die Benennung „*Konvektionsschicht*“ vorgeschlagen. Die selben Autoren haben später (1950) die über die bis etwa 2 km Höhe reichende Grundsicht befindliche und bis zur Höhe von etwa 8 km hinaufreichende Luftschicht als *Advektionsschicht* bezeichnet, da die horizontale Luftbewegung in dieser Schicht die vertikale Bewegung 100—10 000-mal übersteigt. SCHNEIDER—CARIUS (1953) unterscheidet innerhalb der bis

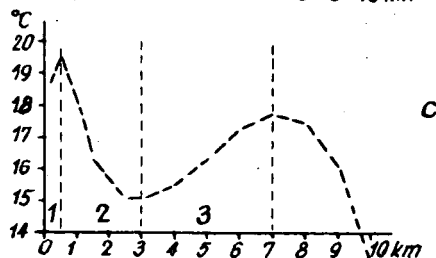
Abb. 1. a) Änderung der vertikalen Temperaturgradienten mit der Höhe (Budapest 1951—1960)



b) Änderung der Windgeschwindigkeit mit der Höhe (Budapest, 1959—1963)



c) Änderung der Jahresschwankungen der Temperatur mit der Höhe (Budapest 1951—1960).



zur Höhe von 2—3 km reichenden Grundsicht eine *Reibungsschicht* und eine *Konvektionsschicht*.

In Ungarn wurden die aeroklimatologischen Untersuchungen der Schichtung der Troposphäre im Laufe der vergangenen 25 Jahre in mehreren Arbeiten behandelt (BÉLL, 1941, 1954, 1955, 1965). Diese Untersuchungen bewiesen, dass die einzelnen Schichten der Troposphäre auf Grund von mehreren Klimaparametern (Temperatur und Windgeschwindigkeit, sowie deren vertikalen Gradienten, ihre tägliche und jährliche Schwankung) gut abgesondert werden. In diesen Schichten können einerseits vom Boden stammenden, mit der Höhe abnehmenden *lokalen* Effekte, andererseits durch die allgemeine Zirkulation vermittelte und mit der Höhe ansteigende *planetare* Effekte erkannt werden. Aus den erwähnten Parametern wird in der Abbildung 1 die Änderung des vertikalen Temperaturgradienten, der Windgeschwindigkeit und des Jahresamplitudens der Temperatur mit der Höhe dargestellt (BÉLL, 1965). Auf Grund der Kurven können die folgenden Schichten der Troposphäre unterschieden werden:

1. *Strahlungs- bzw. Reibungsschicht* zwischen der Bodenoberfläche und 1—1,5 km. Der mit der Höhe abnehmende Effekt des Bodens wird von dem nächtlichen Temperaturgradienten und dem starken Anwachsen der Windgeschwindigkeit mit der Höhe angedeutet. Die Jahresschwankung der Temperatur steigt in dieser Schicht mit der Höhe, und zwar infolge der sommerlichen bodennahen Inversionen.

2. *Konvektionsschicht* zwischen 1—3 km. Der lokale Effekt des Bodens kommt in einem mit der Höhe abnehmenden Masse zu Tage in der Abnahme des Temperaturgradienten, in dem verhältnismässig langsamen Ansteigen der Windgeschwindigkeit und sehr ausgeprägt in der Abnahme der Jahresschwankung der Temperatur. Alle drei Parameter zeigen den Effekt der Konvektion, deren Intensität mit der Höhe abnimmt. Die die lokale Auswirkung des Bodens andeutenden Abschnitte der Kurven enden bei einer durchschnittlichen Höhe von 3 km.

3. *Advektionsschicht* über 3 km. Mit dem Verschwinden der lokalen Effekte kommt in dem mit der Höhe erfolgenden Ansteigen des vertikalen Temperaturgradienten, der Windgeschwindigkeit, sowie der jährlichen Schwankung der Temperatur die planetare Auswirkung der nach oben immer stärker werdenden Advektion zur Geltung.

4. In den höheren Schichten der Advektionsschicht, über der Höhe von etwa 7 km kann in dem absteigenden Aste der Kurven die Auswirkung der verhältnismässig niedrigen winterlichen Tropopause erkannt werden.

Die natürlichen Schichten der Troposphäre (die Strahlungs-, Konvektions- und Advektionsschicht) werden über Budapest durchschnittlich von den quasihorizontalen Flächen in den Höhen 1—1,5 km und 3 km voneinander abgetrennt. Die Grenzfläche von 3 km bedeutet zugleich auch die durchschnittliche Grenze zwischen den Übergewichten der lokalen und planetaren Effekten. In den folgenden werden zu diesen charakteristischen Grenzflächen die in der Mitte der Troposphäre liegenden Fläche von 5 km, sowie die obere Grenze der Troposphäre angeschlossen und die Charakteristika der Temperaturadvektion in den derart abgrenzbaren Schichten untersucht. Die ausgewählten Flächen werden durch die in der synoptischen Praxis verwendeten Isobarflächen von 850, 700, 500, und 300 mb ersetzt.

Zum Zwecke der annähernden Bestimmung der Temperaturadvektion wird die Gleichung (1) auf die in der Troposphäre über Budapest, aus den aerologischen Angaben des umgebenden Makroräumens bestimmbar durchschnittlichen Temperatur- und Windfelder angewandt. Die in dieser Weise errechnete Temperaturadvektion bezieht sich auf ein atmosphärisches Modell, in dessen Troposphäre die Temperatur- und Windfelder mit den in den folgenden zu bestimmenden durchschnittlichen Temperatur- und Windfeldern der Troposphäre über Budapest übereinstimmen. Zu diesem Zwecke werden im Raume von Budapest an den Hauptisobarniveaus die horizontalen (isobarischen) Gradienten der durchschnittlichen Temperaturfelder festgestellt.

Die Temperaturgradienten (G_T), d. h. der Vektor der isobarischen Temperaturabnahme wird aus dem Aeroklimatologischen Atlas von GUTERMAN—HANEVSKAYA an dem Längen- und Breitenkreis von Budapest aus der auf 10—10 gradigen Bogenlänge gerechneten Temperaturabnahme, als zonalen und meridionalen Komponenten des Vektors errechnet. Die Richtung des Vektors wurde in einer 360-gradigen Skale ausgedrückt. Der Richtung *N* entspricht 0°, bzw. 360°, der Richtung *E* entspricht 90°. Der Betrag der Temperaturabnahme wird in $^{\circ}/1000$ km Einheiten ausgedrückt.

Die Komponenten des horizontalen durchschnittlichen Windvektors über Budapest wurden aus dem *Aeroklimatologischen Atlas von Guterma*n mit graphischer Interpolation errechnet. Die zwei Vektorfelder werden nach Richtung und Betrag an der Abb. 2 dargestellt. Vektor G_T bezeichnet den isobarischen Temperaturgradient (Temperaturabnahme), Vektor *V* den durchschnittlichen isobarischen Windvektor (zeigt die Richtung der Luftbewegung). Aus der

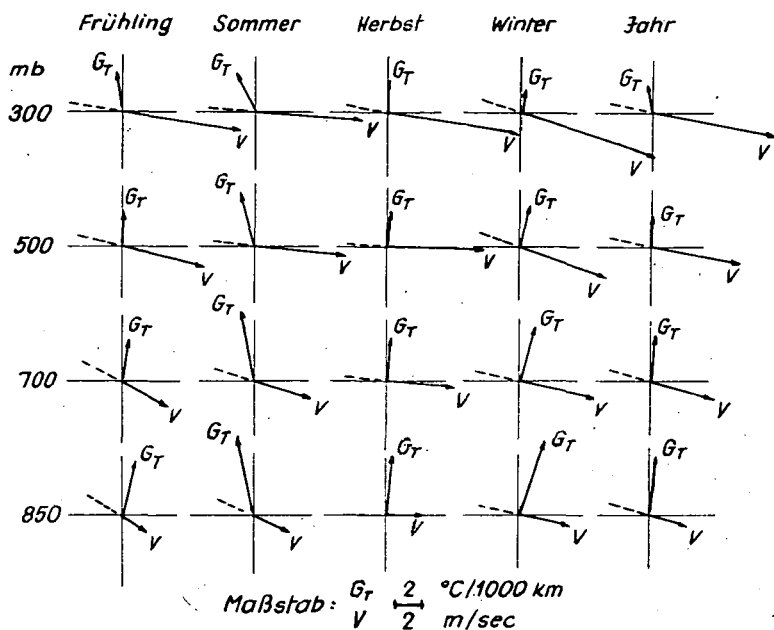


Abb. 2. Der durchschnittliche Temperaturgradient (G_T) und der Vektor (V) der mittleren Windgeschwindigkeit an den Isobarflächen der Troposphäre über Budapest.

Abbildung ist es ersichtlich, dass der isobarische Temperaturgradient (annähernd der Vektor der horizontalen Temperaturabnahme) über Budapest in der freien Atmosphäre in den einzelnen Jahreszeiten charakteristisch von der nördlichen Richtung abweicht. Die Abweichung ist im Winter und Sommer am grössten und ist kleiner in den Übergangsjahreszeiten. Im Winter weicht der isobarische Temperaturgradient von der nördlichen Richtung gegen Ost, im Sommer gegen den Westen ab, zum Zeichen der Tatsache, dass in der winterlichen Jahreszeit das stark abgekühlte nördliche Massiv des Kontinenten, im Sommer aber die kühlen Wassermengen des Atlantischen Ozeans ihren Effekt in der Ausgestaltung der Temperaturfelder über Ungarn ausüben. Der Winkel der Abweichung von der nördlichen Richtung ist etwa 20° . Im Winter sinkt dieser Wert unter der bis 300 mb hinabreichenden Stratosphäre auf die Hälfte, im Sommer richtet sich der Gradient in der Höhe von 300 mb noch nach *NNW*. Die Frühjahrswerte sind im grösseren, die Werte im Herbst im kleineren Masse den Angaben der winterlichen Jahreszeit analog, aber — wie im Durchschnitte des ganzen Jahres — ist auch hier die Abweichung der Gradienten nach Ost gering. Der Vektor der horizontalen Temperaturabnahme erreicht nur im Frühjahr die Richtung von *NNE* an der Höhe von 850 mb. Die Umstellung des winterlichen kontinentalen Temperatureffektes trifft — auf den sommerlichen Effekt des Ozeans — im Mai (der Gradient ist nördlich gerichtet), der umgekehrte Prozess aber in der ersten Hälfte von Oktober ein (im Durchschnitte der untersuchten 7 Jahre). Der absolute Wert der Gradienten ist — mit der Ausnahme der Schicht von 300 mb (wo der Effekt der niedrigen Stratosphäre bereits fühlbar ist) — im Winter am höchsten

und nimmt mit der Höhe in jeder Jahreszeit ab. Diese letzte Feststellung ist im Einklange mit der bekannten Tatsache, dass in der Stratosphäre der gemässigten Zone der horizontale Temperaturgradient mit dem Ansteigen der Höhe auf Null sinkt, und sich dann in die umgekehrte Richtung (gegen den Äquator) wendet.

In der jahreszeitlichen Gestaltung des Windfeldes kann die bekannte Charakteristik der gemässigten Zone, das Übergewicht des Windkomponenten W aufgefunden werden. Der resultierende Windvektor ist im Herbst — der allgemeinen Zirkulation gemäss — von West nach Ost gerichtet, in den anderen Jahreszeiten aber, — ganz besonders im Frühjahr und im Sommer — infolge der zyklonalen Effekte — tritt auch ein bedeutender meridionaler und zwar nördlicher Komponent auf und der resultierende Windvektor neigt in die Richtung von $WNW-ESE$ ab. Auf den nach oben immer schwächer werdenden Effekt der zyklonalen Tätigkeit weist die Annäherung des resultierenden Windvektors mit der Höhe gegen die Richtung $W-E$. Der Betrag der Windvektoren zeigt die bekannte Zunahme mit der Höhe, sowie das winterliche Windstärkemaximum.

Letzten Endes kann festgestellt werden, dass in den Temperaturfeldern der Troposphäre über Budapest, genauer: in der jahreszeitlichen Gestaltung der horizontalen Temperaturgradienten im Winter der nordeuropäische kontinentale, im Sommer aber der nordatlantische maritime Einfluss zur Geltung kommt. Beide Effekte nehmen in der Troposphäre mit der Höhe ab und verschwinden sicherlich in der Stratosphäre.

Die Windfelder zeigen in der herbstlichen, mit antizyklonalen Effekt charakterisierbaren Jahreszeit den vorherrschenden Charakter von W der allgemeinen Zirkulation. In den anderen Jahreszeiten weicht der resultierende Windvektor infolge der zyklonalen Tätigkeit (infolge der stärkeren NW -Winde) in die Richtung von $WNW-ESE$ ab. Dieser Abweichungseffekt nimmt mit der Höhe ab.

Die Temperaturadvektion kann im Sinne der Gleichung (1) in der folgenden Weise ausgedrückt werden:

$$A_p = v \cdot g_T \cdot \cos(V, G_T) \quad (2)$$

wo „ v “ den Betrag des Windvektors, g_T den Betrag des isobarischen Temperaturgradienten, (V, G_T) den durch den Windvektor und den Temperaturgradient eingeschlossenen Winkel bedeutet. (Der Winkel (V, G_T) zählt positiv im umgekehrten Uhrzeiger-Drehsinn.)

Die Resultate der Errechnungen sind in der Tabelle I enthalten. In der Spalte A_p sind die jahreszeitlichen und jährlichen Mittelwerte der Temperaturadvektion vorzufinden, d. h. jene lokale Temperaturänderung, welche an den einzelnen Hauptisobarflächen des durchschnittlichen atmosphärischen Modells über Budapest infolge der Advektion wärmeren und kälteren Luftmassen eintreffen würde.

Aus dem Werte der Temperaturadvektion kann in der Höhe der Isobarfläche die auf die Zeiteinheit bezogene advective Wärmeeinnahme (Q_p) der Luft von 1 cm^3 leicht errechnet werden.

Es ist nämlich

$$Q_p = c_p \cdot \rho_p \cdot A_p$$

Tabelle I.

*Isobarische Temperaturadvektion und Wärmetransport im Modell
der durchschnittlichen Troposphäre über Budapest (1950—1956)*

mb	$A_p \text{ } ^\circ\text{C Tag}^{-1}$				$Q_p 10^{-4} \text{ cal cm}^{-3} \text{ Tag}^{-1}$				$\bar{Q} \text{ kcal cm}^{-2} \text{ } \frac{1}{4}\text{J}^{-1}, \text{J}^{-1}$		
	850	700	500	300	850	700	500	300	850— 700	700— 500	500— 300
Frühling	—0,27	—0,36	—0,28	—0,44	—0,70	—0,80	—0,47	—0,50	—1,1	—1,5	—0,7
Sommer	—0,71	—0,71	—0,72	—1,11	—1,78	—1,52	—1,18	—1,20	—2,4	—3,2	—1,8
Herbst	0,13	—0,03	0,08	—0,23	0,33	—0,06	0,13	—0,25	0,2	0,1	—0,1
Winter	0,39	0,28	—0,19	—0,17	1,03	0,63	—0,32	—0,19	1,2	0,3	—0,4
Jahr	—0,18	—0,24	—0,24	—0,55	—0,46	—0,53	—0,45	—0,61	—2,1	—4,3	—3,0

wo c_p die spezifische Wärme der Luft bei konstanten Druck ($c_p = 0,241 \text{ cal. Grad}^{-1} \text{ gr}^{-1}$), ρ_p die Luftdichte an der Isobarfläche p bedeutet. Die so erhaltenen Q_p Werte sind ebenfalls in der Tabelle I vorzufinden. Im dritten Teile der Tabelle (\bar{Q}) bringen wir die auf das Quartal und auf das ganze Jahr gerechnete advektive Wärmeeinnahme, bzw. Defizit der vertikalen Luftsäule vom Querschnitt 1 cm^2 , die nach unten und nach oben durch die Hauptisobarflächen begrenzt ist.

Die Angaben berichten über eine überwiegende negative Temperaturadvektion, was darauf hinweist, dass unser atmosphärisches Modell von der allgemeinen Zirkulation nicht nur in der Bodennähe (Bacsó 1959, 1965), sondern im grössten Teile des Jahres auch in der freien Troposphäre gekühlt wird. Im absoluten Werte genommen ist der advektive Wärmetransport im Winter und im Sommer am höchsten, mit dem wesentlichen Unterschied, dass im Winter die untere Troposphäre von der Advektion gewärmt, im Sommer aber die ganze Troposphäre gekühlt wird. Der Grund dieser Tatsache kann in der Abweichung der winterlichen und der sommerlichen Wind - und Temperaturfelder gefunden werden. Die planetare W -Strömung der allgemeinen Zirkulation wendet sich im Sommer im ungarischen Becken infolge der oft vorkommenden Kälteeinbrüchen in die Richtung von NW . Zur selben Jahreszeit weicht der planetare N -gerichtete Temperaturgradient gegen den mit dem Kontinente verglichen kälteren Ozean, also ebenfalls in die Richtung NW ab. Es ist offensichtlich, dass die zwei Effekte — im Bezug der Temperaturadvektion — sich gegenseitig stärken und die intensive sommerliche kalte Advektion ausgestalten können. Im Winter weicht die Zirkulation weniger von der Richtung W gegen NW ab, als im Sommer. Der Temperaturgradient richtet sich dagegen in die Richtung des am stärksten abgekühlten Massivs des Kontinentes, d. h. gegen NE . In dieser Weise transportiert der W -Wind wärmere Luftmassen gegen den ungarischen Becken und demgemäss ist die Temperaturadvektion positiv. In dem Unterschiede zwischen der winterlichen und sommerlichen Temperaturadvektion im Luftraume von Ungarn kann also die Wechselwirkung des Kontinentes und des Ozeans erkannt werden. Der Wert der Temperaturadvektion ist im Frühjahr — ähnlich dem Sommer — negativ, aber von einem kleineren Ausmasse, im Herbst aber — offensichtlich infolge des antizyklonalen Charakters des Wetters — um den Zerowert schwankend. Letzten Endes wird unser atmosphärisches Modell im Durchschnitte des ganzen Jahres von der Zirkulation gekühlt.

Zu dem Zwecke der statistischen Untersuchung des advektiven Wärmetransportes wird in den folgenden zur Errechnung der Temperaturadvektion die Struktur des Windfeldes, und zwar die vertikale Aenderung des horizontalen Windvektors verwendet.

Der Zusammenhang der Temperaturadvektion mit der vertikalen Aenderung des horizontalen (isobarischen) Windvektors wurde hauptsächlich aus den Arbeiten von SANDSTRÖM, MARGULES, EXNER, STÜVE, TROITSKIJ bekannt. EXNER wies bereits in 1910 darauf hin, dass auf der nördlichen Hemisphäre bei der Rechtsdrehung der Isobaren mit der Höhe (und mithin des Gradientwindes) die potentielle Temperatur ansteigt, und im gegenteiligen Falle sie abnimmt. Vor diesem wurde von SANDSTRÖM (1902) mit Verwendung des Zirkulationstheorems von V. BJERKNES bewiesen, dass an der nördlichen Hemisphäre im Falle einer stationären gradlinigen Luftbewegung und nach oben anwachsenden Windgeschwindigkeit in die Richtung des Windes sehend auf der rechten Seite sich wärmere, auf der linken Seite kältere Luftmassen befinden. Dieser Satz kann mit Verwendung der Wolkenzug-Beobachtungen auch in der Praxis gut verwendet werden: wenn die Wolken mit der bodennahen Luftbewegung oder mit den niedrigeren Wolken verglichen sich schneller bewegen, so sind — in die Richtung der Wolkenbewegung sehend — die Luftschichten höherer Mitteltemperatur auf der rechten Seite und die niedrigeren auf der linken Seite vorzufinden. Die theoretischen Untersuchungen von MARGULES (1906) ermöglichten die Ausarbeitung der mathematischen Abhängigkeit des geostrophischen Windfeldes (und zwar der vertikalen Aenderung des horizontalen Komponentes des Windvektors) vom isobarischen Temperaturfeld (und zwar von der isobarischen Temperaturabnahme). Die so erhaltenen Gleichungen von STÜVE (RAETHJEN, 1942):

$$\frac{\partial v_x}{\partial z} = -\frac{g}{f} \cdot \frac{1}{T_v} \cdot \frac{\partial T_v}{\partial y'} \quad (3)$$

$$\frac{\partial v_y}{\partial z} = \frac{g}{f} \cdot \frac{1}{T_v} \cdot \frac{\partial T_v}{\partial x'}$$

An der linken Seite der Gleichungen befindet sich die vertikale Aenderung des horizontalen Komponentes des Windvektors; g ist die Schwerebeschleunigung, f der Coriolis-Parameter, T_v die virtuelle absolute Temperatur, x' und y' die isobarischen Koordinaten nach den mit x und y gleichen Himmelsrichtungen.

Obwohl in den Gleichungen von MARGULES bereits die Möglichkeit der Bestimmung der Temperaturadvektion im Wege von aerologischen Windmessungen gegeben war, kam es zu deren praktischen Verwirklichung bloss nach der Einführung der RAWIN-Messungen, also in den fünfziger Jahren. Mit der Bestimmung der Temperaturadvektion im Wege von RAWIN-Messungen, mit exakt mathematischen Methoden erfolgreicher Annäherung derselben und mit ihren dynamisch-meteorologischen Beziehungen (Frontalzone, Jetstream, Zyklonogenese usw.) befasst sich zahlreiche, in 1953- und später erschienene Arbeit von DAHLER.

In Ungarn haben wir uns im Zusammenhange mit der praktischen Anwendung des thermischen Windes in der synoptischen Aerologie befasst, und zwar vorerst mit der Bestimmung der Temperaturadvektion, mit Inbetrachtnahme der durch die Aufeinander-

Nach diesem wurde eine einfache Methode und ein graphisches Hilfsmittel zur Bestimmung der thermischen Advektion an den Höhenkarten und durch Pilotmessungen (BÉLL, 1953) ausgearbeitet. In dem selben Jahre wurde eine korrekte Ableitung der Troitskij'schen Gleichung von BODOLAI und DÉSI (1953) publiziert. Ausser der Einführung der Temperaturadvektion in die synoptische Praxis wurde die wichtige Rolle der Temperatur- und der Feuchteadvektion in der Ausgestaltung der frühjährlichen Frostlagen und in der Entwicklung der atmosphärischen Labilität bewiesen (BÉLL, 1954). Wichtige Resultate auf dem Gebiete der ausführlichen Analyse der Temperaturadvektion wurde von TÓTH (1961) erreicht, der mit der Verwendung der Nomogrammetrie ein vielseitiges graphisches Verfahren ausgearbeitet hat, sodann gemeinsam mit BARÁT (BARÁT—TÓTH, 1961) ein brauchbares Rechnungsgerät zur schnellen Bestimmung der Temperaturadvektion konstruierte.

Da unser Ziel die aus den einzelnen Windmessungen erfolgende Bestimmung der auf den Zeitpunkt der Messung bezüglichen Temperaturadvektion war, musste eine Rechnungsmethode ausgewählt werden, welche eine genügend genaue klimatologische Bearbeitung eines grossen Angabenmaterials ermöglicht.

Aus dem Gleichungssystem (3) ausgehend soll dieses auf eine Schicht endlicher Dicke zum Zwecke der Praxis umgestaltet werden, welche Schicht von der unteren Isobarfläche vom Drucke p_1 und von der oberen Isobarfläche vom Drucke p_2 begrenzt ist ($p_1 > p_2$). Auf der unteren Grenze der Schicht ist der horizontale Windvektor V_1 , auf der oberen Grenze V_2 , die vertikale Änderung des Windvektors, der Differenzvektor zwischen der oberen und unteren Grenze der Schicht (*Thermalwind*) ist V_T . (Abb. 3.). Aus der Gleichung (3) folgt, dass der Thermalwind senkrecht auf den Vektor der isobarischen Änderung der virtuellen Temperatur steht, in dem Sinne, dass in die Richtung des Thermalwindes sehend der Vektor der Temperaturabnahme, — d. h. der isobarische Temperaturgradient ($\text{grad}_p T_v$), — in die linke Richtung weist. Mit der Anwendung der Grundgleichung der Statik auf die Gleichung (3):

$$g \cdot \delta z = - R \cdot T_v \cdot \frac{\delta p}{p}$$

15

wird, erhalten wir für den Betrag des Temperaturgradienten den folgenden Ausdruck:

$$\text{grad}_p \bar{T}_v = \frac{f}{R(\ln p_1 - \ln p_2)} \cdot v_T$$

wo \bar{T}_v die mittlere virtuelle Temperatur der Schicht ist.

Im Sinne der Gleichung (1) ist die mittlere Temperaturadvektion der Schicht:

$$A_{12} = \left(\frac{\Delta \bar{T}_v}{\Delta t} \right)_{\text{adv}} = - \left(\bar{V} \cdot \text{grad}_p \bar{T}_v \right)$$

mit einem skalaren Produkt gleich, wo \bar{V} den durchschnittlichen Wind der Schicht gibt (Abb. 3.). Wenn der Neigungswinkel des Thermalwindes und des mittleren Windes α ist, dann

$$A_{12} = - \frac{f}{R(\ln p_1 - \ln p_2)} \bar{v} \cdot v_T \cdot \sin \alpha$$

Aus der Abbildung 3:

$$\bar{v} \cdot v_T \cdot \sin \alpha = F = v_1 \cdot v_2 \cdot \sin \beta_{12}$$

wo β_{12} der Neigungswinkel der Windvektoren V_1 und V_2 ist.

Letzten Endes ist die mittlere thermische Advektion der Schicht:

$$A_{12} = - \frac{f}{R(\ln p_1 - \ln p_2)} v_1 \cdot v_2 \cdot \sin \beta_{12}$$

Das Vorzeichen von A_{12} ist positiv (advektive Erwärmung), wenn der horizontale Windvektor in der Schicht aufwärts gehend sich in eine negative Rotationsrichtung (nach rechts) dreht, im entgegengesetzten Falle ist er negativ (advektive Abkühlung).

Wenn die auf die zwischen den ausgewählten Hauptisobarflächen liegenden Luftschichten sich beziehende Angaben eingesetzt werden, erhalten wir für die Temperaturadvektion die folgenden, zu praktischen Errechnungen geeigneten Ausdrücke:

$$A_{850}^{700} = -0,155 \cdot v_1 \cdot v_2 \cdot \sin \beta_{12} \quad \text{C}^\circ/\text{Tag}$$

$$A_{700}^{500} = -0,089 \cdot v_1 \cdot v_2 \cdot \sin \beta_{12} \quad \text{C}^\circ/\text{Tag}$$

$$A_{500}^{300} = -0,059 \cdot v_1 \cdot v_2 \cdot \sin \beta_{12} \quad \text{C}^\circ/\text{Tag}$$

Die Gleichung kann im Falle der folgenden Annahmen mit befriedigender Genauigkeit zu klimatologischen Bearbeitungen angewandt werden (BALZER 1965):

a) Der Beschleunigungsvektor des Windes ändert sich in der untersuchten Schicht mit der Höhe nicht, d. h. der ageostrophische Komponent des wahren Windes ist, wenn nicht Zero, so doch in der Schicht nach Richtung und Stärke konstant. Diese Bedingung

schliesst die Anwendung der Gleichung (3) in der Reibungsschicht aus. Die orographischen Effekte ebenfalls in Betracht ziehend beschränken wir unsere Errechnungen auf die über 850 mb (1500 m) liegenden Luftschichten mit der Bemerkung, dass die fernerliegenden orographischen Hindernisse im Luftraume von Budapest zwischen 850 und 700 mb noch eine gewisse kleine, an den synoptischen Karten bereits nicht mehr feststellbare Auswirkung auf die Luftströmung ausüben können. Die Temperaturadvektion der Luftschicht unter 850 mb kann mit anderen Methoden angenähert werden. Diesbezüglich berufen wir uns auf die bereits erwähnten Resultate von Bacsó.

b) Die Endpunkte der Windvektoren zwischen Unter- und Obergrenze der Schicht liegen über einem Ort auf einer Geraden, d. h. der Thermalwind (Abb. 3.) gibt eine zufriedenstellende Charakteristik der vertikalen Aenderung des Windes. Die Erfahrung beweist, dass in den zwischen den in unseren Bearbeitungen angewandten Isobarflächen (850, 700, 500, 300 mb) liegenden Luftschichten diese Bedingung — mit Inbetrachtung der ausgleichenden Wirkung der vielen Angaben — in genügender Weise befriedigt wird.

c) Die infinitesimale dt Zeitdauer der Temperaturadvektion kann mit der in den Errechnungen verwendeten Δt Zeitdauer ersetzt werden. Auf die in unseren Errechnungen einfachheitshalber gewählte Zeiteinheit von 24 Stunden fallen also zwei Windmessungen. Diese Bedingung erfordert also den ± 6 stündigen repräsentativen Charakter der Windmessungen. In einzelnen Fällen kann die plötzliche Aenderung der Windstruktur zu falschen Resultaten führen; im Spiegel der vielen Angaben kompensieren sich vermutlich diese Schwankungen.

Die Temperaturadvektion wird nicht von der Windrichtung und der Windgeschwindigkeit, sondern vom Windvektor und dessen Aenderungen mit der Höhe gemeinsam determiniert. Ein noch so starker Wind mit nördlichem Komponente kann keine lokale advective Abkühlung hervorrufen, wenn sich seine Richtung mit der Höhe nicht ändert. Im Falle von aus den nördlichen Sektoren wehenden Winden, wo die Windrichtung sich mit der Höhe nach rechts dreht, kommt dagegen öfters eine advective Erwärmung zustande. Es kommt aber auch vor, dass die Südwinde kältere Luftmassen zur Beobachtungsstelle liefern. Die mit der Höhe erfolgende Rechtsdrehung des Windes ist unabhängig von der Windrichtung mit einer Advektion wärmerer Luft, seine Linksdrehung aber mit einer Advektion kälterer Luft verbunden (bei den gegebenen Bedingungen). Aus diesem Grunde ist die Häufigkeit der Rechtsdrehung, bzw. Linksdrehung des Windes mit der Höhe über die Reibungsschicht aus dem Standpunkte der Temperaturadvektion eine wichtige klimatische Eigenschaft eines gegebenen Ortes.

Vor allem zur Charakterisierung der Strömungsverhältnisse der Periode zwischen 1961—1965 werden in der Abbildung 4 die resultierenden Windvektoren angeführt (in der Abbildung ist die Richtung der Luftbewegung angegeben).

Wenn die Windverhältnisse der Periode 1961—1965 mit jenen von 1950—1959 verglichen werden (Abb. 2.), so kann die folgende Charakteristik gegeben werden: im Frühjahr, Sommer und im Jahresdurchschnitt kleinere N Komponenten (die Richtung des resultierenden Windes fällt näher zu W), im Winter grössere N Komponenten im Herbst die markante Erscheinung des S Komponenten (herbstliche SW resultierende Winde) und mit den vorhergehenden 10-jährigen nahezu gleiche W Komponenten.

Die herbstlichen resultierenden Winde von SW zeigen die Erscheinung des mediterranen Effektes in den Herbstmonaten der Periode 1961—1965. Im allgemeinen war unsere Frühjahrsperiode wärmer, als die vorhergehende Zehnjahrsperiode.

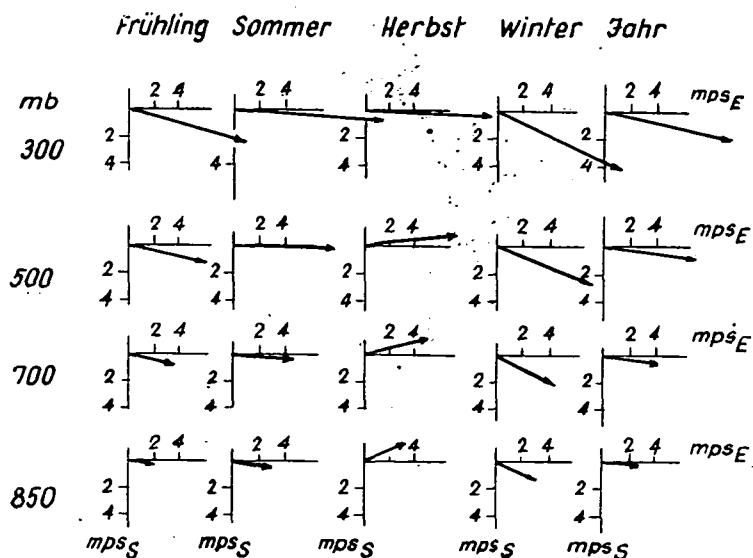


Abb. 4. Durchschnittliche Windvektoren über Budapest (1961—1965)

Die Richtungsänderung des Windes mit der Höhe zwischen den Hauptisobarflächen wird mit den relativen Häufigkeitswerten der Rechtsdrehungen (n_r), der Linksdrehungen (n_l) und der unwesentlichen ($<1^\circ$) Richtungsänderungen (n_0) charakterisiert (Tabelle II). Die Zahl der Messungen wird mit N bezeichnet. Aus den Angaben der Tabelle kann folgendes festgestellt werden:

In der Periode 1961—1965 war in Frühjahr, Herbst, Winter und im Durchschnitt des Jahres in der Troposphäre über Budapest die Advektion wärmerer Luft häufiger und die Advektion kälterer Luft seltener ($n_r > n_l$). Das selbe kann auch auf die untere Schicht (850—700 mb) der Troposphäre im Sommer festgestellt werden, über 700 mb war aber zur selben Zeit die Zahl der negativen Advektion im Übergewicht.

In der Fortsetzung der Tabelle II wurden die Budapester Windmessungen auf an der unteren Grenze der Schicht gemessene schwächere und stärkere Winde zerteilt und der vorigen Beziehung ähnlich wurde in beiden Gruppen die positive und negative Temperaturadvektion, sowie die relative Häufigkeit der zu vernachlässigenden Winddrehungen angegeben. Ausser der trivialen Feststellung, wonach in der Gruppe der stärkeren Winde der Anteil der mit der Höhe konstante Richtung aufweisenden Winde (n_0) grösser ist, zeigt die Tabelle, dass der aus den sämtlichen Winden festgestellte häufigere Charakter der positiven Temperaturadvektion im Frühjahr, Herbst, Winter und im Durchschnitte des ganzen Jahres sowohl bei den schwachen als auch bei den starken Winden zur Geltung kommt. Im Sommer besteht dagegen unter 700 mb ein bedeutender Unterschied zwischen der Temperaturadvektion der schwachen und starken Winde: in der Gruppe der schwächeren Winde ist die Advektion wärmerer Luft häufiger, in der Gruppe der starken Winde aber die Advektion der kälteren Luft. Diese Charakteristik kann mit den dynamischen Prozessen der Kälteeinbrüche und der warmen Aufgleitprozesse gut erklärt werden.

Tabelle II.

Relative Häufigkeit (%) des Links- und Rechtsdrehens des Windes
mit der Höhe über Budapest (1961—1965).

	alle Winde											
	850—700 mb				700—500 mb				500—300 mb			
	n_l	n_r	n_o	N	n_l	n_r	n_o	N	n_l	n_r	n_o	N
Frühling	42,4	51,8	5,8	916	44,5	49,4	6,1	913	45,7	51,3	3,0	907
Sommer	46,1	49,9	4,0	918	47,0	46,9	6,1	918	49,2	47,4	3,4	909
Herbst	40,2	52,6	7,2	909	43,6	49,2	7,2	908	40,8	56,3	2,9	904
Winter	41,1	53,3	5,6	904	44,0	50,4	5,6	893	45,8	50,1	4,1	887
Jahr	42,4	52,0	5,6	3647	44,8	49,0	6,2	3632	45,3	51,3	3,4	3607

	schwächere Winde											
	≤ 10 mps				≤ 10 mps				≤ 15 mps			
	850—700 mb				700—500 mb				500—300 mb			
	n_l	n_r	n_o	N	n_l	n_r	n_o	N	n_l	n_r	n_o	N
Frühling	43,0	52,5	4,5	694	44,9	51,3	3,8	576	45,8	51,5	2,7	661
Sommer	44,5	52,4	3,1	762	48,1	47,6	4,3	619	49,0	47,5	3,5	666
Herbst	40,7	54,4	4,9	614	45,2	48,1	6,7	495	40,8	56,8	2,4	593
Winter	44,1	52,8	3,1	578	43,4	53,7	2,9	440	45,4	51,5	3,1	460
Jahr	43,2	52,9	3,9	2648	45,6	49,9	4,5	2130	45,4	51,7	2,9	2380

	stärkere Winde											
	> 10 mps				> 10 mp				> 15 mps			
	850—700 mb				700—500 mb				500—300 mb			
	n_l	n_r	n_o	N	n_l	n_r	n_o	N	n_l	n_r	n_o	N
Frühling	40,6	49,6	9,8	222	43,7	46,3	10,0	337	45,1	50,8	4,1	246
Sommer	53,9	37,8	8,3	156	45,1	45,9	9,0	299	49,4	47,3	3,3	243
Herbst	39,0	49,2	11,8	295	41,7	50,6	7,7	413	40,8	55,3	3,9	311
Winter	35,6	54,4	10,0	326	44,6	47,3	8,1	453	46,2	48,5	5,3	427
Jahr	40,5	49,2	10,3	999	43,7	47,7	8,6	1502	45,2	50,5	4,3	1227

Es bleibt dahingestellt, ob die in der Häufigkeit der Temperaturadvektion erscheinende jahreszeitliche Unterschied mit dem kontinentalen oder ozeanischen Charakter des Klimas von Ungarn in Zusammenhang gebracht werden kann. Zur Untersuchung dieser Frage wurde in der Tabelle III die relative Häufigkeit des Rechts- und Linksdrehens des Windes mit der Höhe über Budapest, Nordwestdeutschland und über Tatenö (Japan) zusammengestellt. Zum Zwecke des besseren Vergleiches wurden die unbedeutenden Richtungsänderungen (n_o) ausser Acht gelassen. Nordwestdeutschland wird durch 3 aerologische Stationen: Hannover, Schleswig und Emden vertreten. Die Häufigkeitswerte aus der sommerlichen und winterlichen Jahreszeit wurde von Herrn DR. HERMANN DAHLER (Leipzig) liebenswürdigerweise zur Verfügung ge-

Tabelle III.

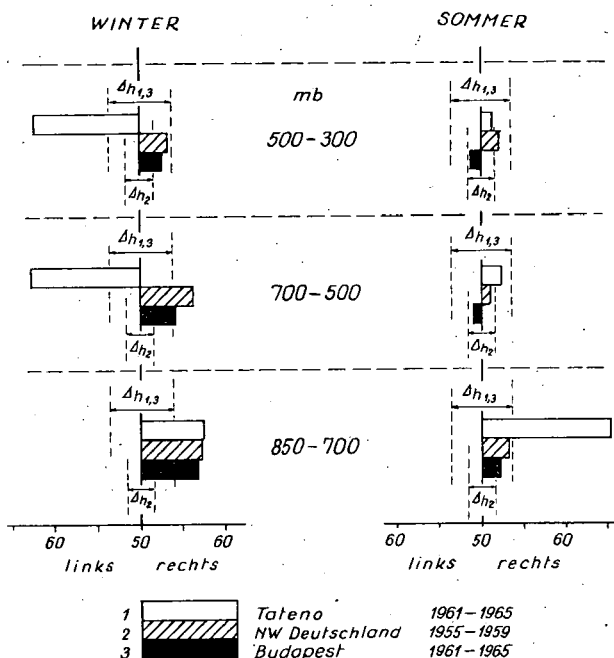
Relative Häufigkeit (%) des Links- und Rechtsdrehens des Windes mit der Höhe über Budapest (Bp), über Nordwestdeutschland (NWD) und über Tateno (T)

		850—700 mb			700—500 mb			500—300 mb		
		n _l	n _r	N	n _l	n _r	N	n _l	n _r	N
Bp	Frühling	45,1	54,9	863	47,5	52,5	857	47,0	53,0	879
	Sommer	48,0	52,0	881	50,1	49,9	863	51,0	49,0	877
	Herbst	43,3	56,7	844	47,0	53,0	843	42,0	58,0	878
	Winter	43,5	56,5	853	46,5	53,5	843	47,7	52,3	850
	Jahr	45,0	55,0	3441	47,8	52,2	3406	47,0	53,0	3484
NWD	Sommer	47,4	52,6	4179	49,4	50,6	4147	48,3	51,7	3500
	Winter	43,2	56,8	3885	44,4	55,6	4019	46,9	53,1	3200
T	Sommer	35,6	64,4	920	47,9	52,1	920	49,1	50,9	920
	Winter	42,9	57,1	903	62,7	37,3	903	62,5	37,5	903

stellt. Die japanischen Angaben wurden auf Grund der monatlichen Publikationen des aerologischen Observatoriums von Tateno bearbeitet. Die Budapest und die Tatenoer Angabenreihen stammen aus der selben Periode. Bezüglich der deutschen Stationen wurde die Bearbeitung auf Grund der zahlreichen Windangaben der Periode 1955—1959 vorgenommen. Die Stationen von Nordwestdeutschland liegen nördlich vom Breitengrade von Budapest, und ihre Nähe zum Atlantischen Ozean verleiht ihrem Klima einen ausgesprochenen ozeanischen Charakter. Tateno ($36^{\circ} 03' N$, $140^{\circ} 08' E$, 27 m) liegt südlicher von unserem Breitengrad und liegt vom eurasischen Kontinente, durch das Gelbe Meer und das Japanische Meer in östliche Richtung durchquerend, etwa in der selben Entfernung, wie Budapest vom Atlantischen Ozean. Es kann angenommen werden, dass trotz ihrer Meereslage die Auswirkung des Kontinentes im advektiven Wärmetransport der einzelnen Jahreszeiten markant zur Geltung kommt. Zur anschaulichen Darstellung der drei Angabenreihen bringen wir in der Abbildung 5 die Häufigkeitswerte der Winddrehung, und zwar in einer Weise, dass aus den Rechtsdrehungen, bzw. Linksdrehungen bloss die Häufigkeit der häufiger auftretenden von der Ordinate rechts bzw. links angebracht wurden. Die vertikalen gestrichelten Linien des mit „ Δh “ bezeichneten Intervalls stellen die Grenzen des Zufallspielraumes der relativen Häufigkeit (LINKE 1953, WEBER 1956) dar. Wenn die Häufigkeitswerte diese Grenze überschreiten, so kann der häufigere Charakter der Rechts- bzw. Linksdrehungen mit einer Wahrscheinlichkeit von 95% bereits nicht dem Zufall, sondern den Charakteristiken des Ortes und der Periode zugeschrieben werden. Das Intervall $\Delta h_{1,3}$ bezieht sich auf die Budapest und Tatenoer Angabenreihe, die von einer kleineren Anzahl ist, das Intervall Δh_2 aber auf die Angabenreihe von NW-Deutschland (mit einer grösseren Anzahl). Die das Intervall überschreitenden also als charakteristisch bezeichnbaren Häufigkeitswerte wurden in der Tabelle III. mit Kursivschrift hervorgehoben. Aus den Bearbeitungen kann folgendes festgestellt werden:

Über Budapest und Nordwestdeutschland war im Winter die Warmluftadvektion häufiger und die Advektion kälterer Luft seltener. Der häufigere Charakter der Warmluftadvektion kam in der unteren Schicht (850—700 mb)

Abb. 5. Häufigkeit des Rechts- bzw. Linksdrehens des Windes zwischen der unteren und oberen Grenze der Troposphärenschichten



der Troposphäre besser zur Vorschein, die Häufigkeitswerte übersteigen hier die obere Grenze des Zufallspielraumes. Das selbe kann auch auf die untere Troposphäre über Tateno behauptet werden. Über der Schicht von 700 mb ist der häufigere Charakter der den Meereseffekt aufweisenden winterlichen Warmluftadvektion über den europäischen Stationen weniger charakteristisch, er kann aber über den deutschen Stationen, die ein maritimes Klima haben, noch klar festgestellt werden. Über Tateno zeigt aber die häufigere Linksdrehung des Windes mit der Höhe in der Advektionsschicht der Troposphäre den advektiven Kühleffekt des eurasischen Kontinenten.

In der sommerlichen Jahreszeit liegt über den europäischen Stationen die Abweichung zwischen der Häufigkeit der Kalt-, bzw. der Warmluftadvektionen innerhalb der Grenzen der zufälligen Schwankungen. Es muss aber bemerkt werden, dass innerhalb der untersuchten Periode über Budapest in der Advektionsschicht die auf einen ozeanischen Einfluss hinweisende Kaltluftadvektion häufiger war, während über den deutschen Stationen der häufigere Charakter der Advektion wärmerer Luft — zwar in einem kleineren Masse als im Winter, — aber doch anhielt. Über Tateno war in der ganzen Troposphäre die einen kontinentalen Einfluss aufweisende Wärmeadvektion häufiger. Diese Häufigkeit übersteigt in der unteren Schicht zwischen 850 und 700 mb weit die obere Grenze der zufälligen Schwankungen.

Zusammenfassend kann folgendes festgestellt werden: die Windmessungen der Stationen von Nordwestdeutschland, sowie die von Budapest und der japanischen Station Tateno zeigen gut den thermischen Effekt der zwei Ozeane und des zwischen ihnen liegenden eurasischen Kontinenten. Im Winter zeigt die häufigere Rechtsdrehung des Windes mit der Höhe über den europäischen Stationen die

häufige Warmluftadvektion der vom Atlantischen Ozean über den Kontinent strömenden wärmeren Luftmassen. Zur selben Jahreszeit deutet über Tateno die Häufigkeit der Linksdrehungen des Windes in der Advektionsschicht den Kühleffekt der von dem Kontinent kommenden kalten Luftmassen an. Im Sommer kann aus den Windstrukturen der europäischen Stationen auf die annähernd gleiche Häufigkeit der advektiven Effekte wärmerer und kälterer Luft gefolgert werden. Über Tateno aber zeigt — besonders in der unteren Troposphäre — die häufigere Rechtsdrehung des Windes die positive Temperaturadvektion der von dem Kontinent mit einer grösseren Häufigkeit strömenden wärmeren Luftmassen.

Die Häufigkeitswerte der Winddrehungen geben bloss über die Häufigkeit der positiven und der negativen thermischen Advektionen eine Information, die transportierte Wärmemenge, der Zahlenwert der Temperaturadvektion kann aber unabhängig davon sehr verschieden sein. Es kann z. B. vorkommen, dass die selteneren aber heftigeren Kälteeinbrüche im Laufe einer gegebenen Jahreszeit oder im Laufe eines Jahres eine grössere Gesamtauswirkung ausüben, als die häufigeren aber zahlenmässig geringere Erwärmung verursachende Warmluftadvektionen. Es ist also erforderlich, dass ausser den Häufigkeitswerten auch die Durchschnittswerte, die Streuung und auch andere statistische Parameter der Temperaturadvektion festgestellt werden.

Die Resultate der bezüglichen Errechnungen über Budapest sind in der Tabelle IV. enthalten. In der Tabelle bedeutet „A“ den jahreszeitlichen und jährlichen Mittelwert der Temperaturadvektion, „S“ die quadratische Streuung, $\pm 2 m$ den Konfidenzintervall des Mittelwertes („m“ ist der mittlere Fehler des Mittelwertes). Wie bekannt, kann mit dem Konfidenzintervall die Verlässlichkeit des Mittelwertes angegeben werden, und zwar kann mit einer Wahrscheinlichkeit von 96% erwartet werden, dass die Mittelwerte der eine gleiche Anzahl von Beobachtungen enthaltenden Beobachtungsreihen innerhalb des Konfidenzintervalls von $\pm 2 m$ fallen.

Es kann ersehen werden, dass in der untersuchten Periode über Budapest mit Ausnahme des Sommers in allen Jahreszeiten und auch im Durchschnitte des ganzen Jahres der Mittelwerte der Temperaturadvektion von einem positiven Vorzeichen ist. Die Troposphäre wurde also von der Zirkulation letzten Endes gewärmt, im Sommer aber gekühlt. Das Konfidenzintervall deutet im Frühjahr annähernd in der ganzen freien Troposphäre, sowohl im Herbst als auch im Winter, sowie im Durchschnitte des ganzen Jahres in der unteren und oberen Schicht der Troposphäre die Verlässlichkeit der positiven Temperaturadvektion an. Mit Ausnahme des Frühjahrs erlaubt das Konfidenzintervall

Tabelle IV.

Mittelwert (A) der Temperaturadvektion, quadratische Streuung (S) und Konfidenzintervall des Mittelwertes ($\pm 2m$) über Budapest in $^{\circ}\text{C}/\text{Tag}$ -Einheiten (1961–1965)

	850—700 mb			700—500 mb			500—300 mb		
	A	S	$\pm 2 m$	A	S	$\pm 2 m$	A	S	$\pm 2 m$
Frühling	0,41	6,5	0,43	0,23	4,4	0,29	0,53	6,6	0,44
Sommer	—0,13	6,3	0,42	—0,14	3,8	0,25	—0,22	5,2	0,35
Herbst	0,83	7,6	0,50	0,18	5,3	0,35	0,97	7,0	0,47
Winter	1,29	8,3	0,55	0,25	6,8	0,45	1,82	8,2	0,55
Jahr	0,60	7,4	0,25	0,13	5,3	0,18	0,77	6,8	0,23

des Mittelwertes in der mittleren Schicht der Troposphäre mit einer Wahrscheinlichkeit von 96% sowohl positive als auch negative Temperaturadvektionsdurchschnitte. Die Mittelwerte der Temperaturadvektion sind allerdings kleine Zahlen: die grössten Werte (etwa um 1°C) haben wir auf den Winter und Herbst erhalten. Die ersteren sind die Folgen des ozeanischen Effektes, die letzteren wahrscheinlich jene eines mediterranen Meereseinflusses (herbstliche Resultantwinde von *SW*, positive Temperaturanomalien).

Die in der Tabelle IV. angebrachten quadratischen Streuungszahlen weisen darauf hin, dass die Angabenreihe der Temperaturadvektion von einer verhältnismässig grossen Fluktuation um den Mittelwert charakterisiert wird. Da die advektiven Erwärmungen und Abkühlungen die Folgeerscheinungen der voneinander wesentlich abweichenden Witterungsprozesse sind, ist es begründet die positiven und die negativen Temperaturadvektionen auseinanderzuhalten und die Durchschnittswerte gruppenweise zu bestimmen. In ähnlicher Weise ist auch auf die Frage eine Antwort zu erwarten, ob — obwohl die Temperaturadvektion von der Windrichtung unabhängig mittels der vertikalen Aenderung des Windvektors bestimmt wird, — irgendwelcher örtlichen Zusammenhang zwischen der Richtung der Strömung und der thermischen Advektionsprozesse der Troposphäre gefunden werden kann.

Da im advektiven Wärmetransport zwei Grundachsen: die zonalen und meridionalen Richtungen in erster Reihe in Betracht zu ziehen sind, wurden die Windrichtungen in vier Sektoren eingeteilt: $1-90^{\circ}$ (*NE*), $91-180^{\circ}$ (*SE*), $181-270^{\circ}$ (*SW*), $271-360^{\circ}$ (*NW*). Die für die Temperaturadvektion erhaltenen Häufigkeits- und Mittelwerte wurden — nach den Windrichtungen der unteren Grenze der Schicht — in irgendeinen der vier Sektoren eingereiht. Das Resultat der Errechnungen ist in der Tabelle V. enthalten. Ausser der Häufigkeit der vertikalen Winddrehungen und der unbedeutenden Richtungsänderungen wurden innerhalb der einzelnen Sektoren auch die relativen Häufigkeiten der Fälle ($N\%$) zur Charakterisierung der Windrichtungsverteilungen angegeben (in der Spalte von $N\%$ finden wir die Zahl der Fälle).

Es ist ersichtlich, dass die maximale Häufigkeit der Windrichtungen im allgemeinen in den Sektor *NW*, im Herbst aber in *SW* fiel. Bei einem Vergleiche der zwei extremen Jahreszeiten fiel es auf, dass im Winter die relative Häufigkeit der in den Quadranten *NW* fallenden Windrichtungen kleiner ist als im Sommer. Diese Charakteristik des Winters und des Sommers stimmt mit unserer anlässlich einer früheren Konferenz für Karpatenmeteorologie gemachten Feststellung überein (BÉLL 1963). Demnach kann aus den Budapester Höhenwindmessungen, wenn diese auf Winter- und Sommerhalbjahre getrennt werden, festgestellt werden, dass in der höheren Troposphäre die häufigste Windrichtung in beiden Halbjahren eine westliche ist, von hier abwärts schreitend aber, unter 5 km, die Windrichtungshäufigkeitskurven der zwei Halbjahre sich voneinander immer mehr trennen in dem Sinne, dass die häufigste Windrichtung sich von der Richtung *W* im Winter gegen *SW*, im Sommer aber gegen *NW* verschiebt. Bereits diese Feststellung liess darauf folgern, dass im Winter die Rechtsdrehung (Advektion wärmerer Luft) des Windes mit der Höhe häufiger ist, im Sommer aber die sich links drehenden Winde häufiger auftreten (Advektion kälterer Luft). Diese Charakteristik des ungarischen Beckens (die winterlichen *WSW* und die sommerlichen *WNW* Winde) kann übrigens auch in den in 1932 publizierten europäischen boden-

Tabelle V.

Relative Häufigkeit (%) der positiven (n_r), der negativen (n_l) und der zu vernachlässigenden (n_o) Temperaturadvektionen, sowie die relative Häufigkeit der Windrichtung (N%) in den Windquadranten (kv) über Budapest (1961—1965)

	kv	850—700 mb				700—500 mb				500—300 mb			
		n_r	n_l	n_o	N %	n_r	n_l	n_o	N %	n_r	n_l	n_o	N %
Frühling	NE	36,2	55,6	8,2	16,6	39,4	49,7	10,9	15,0	40,4	52,2	7,4	15,0
	SE	55,2	35,9	8,9	19,8	59,0	31,7	9,3	15,2	57,0	39,6	3,4	12,0
	SW	65,0	26,8	8,2	29,4	55,2	34,1	10,7	29,6	54,3	39,2	6,5	33,6
	NW	41,8	48,6	9,6	34,2	41,3	47,7	11,0	40,2	48,4	45,7	5,9	33,4
	Σ	50,4	41,0	8,6	916	47,8	41,6	10,6	913	50,1	43,6	6,3	907
Sommer	NE	30,2	64,0	5,8	9,4	34,5	50,5	15,0	9,5	33,3	52,0	14,7	8,3
	SE	59,6	28,1	12,3	15,9	46,0	34,8	19,2	9,7	46,3	39,8	13,9	10,3
	SW	66,1	28,2	5,7	32,7	56,8	33,9	9,3	36,8	54,5	38,5	7,0	39,4
	NW	33,7	57,4	8,9	42,0	34,2	53,6	12,2	44,0	38,8	55,0	6,2	42,0
	Σ	48,1	43,7	8,2	918	43,7	44,3	12,0	918	45,3	46,7	8,0	909
Herbst	NE	41,0	50,5	8,5	10,5	30,3	59,6	10,1	10,9	37,9	55,3	6,8	11,4
	SE	58,3	30,9	10,8	21,4	50,7	37,8	11,5	16,3	48,8	42,0	9,2	13,2
	SW	59,4	29,4	11,2	38,8	59,2	31,2	9,6	40,9	61,6	33,5	4,9	43,0
	NW	36,7	54,0	9,3	29,3	38,3	50,3	11,4	31,9	51,4	43,5	5,1	32,4
	Σ	50,7	39,1	10,2	909	48,0	41,5	10,5	908	54,0	40,3	5,7	904
Winter	NE	45,8	50,6	3,6	18,8	43,5	49,0	7,5	16,2	46,3	46,9	6,8	18,4
	SE	62,7	35,3	2,0	11,5	58,0	31,8	10,2	9,9	61,9	33,7	4,4	10,0
	SW	72,9	20,0	7,1	31,4	59,1	32,3	8,6	35,0	66,0	27,1	6,9	34,0
	NW	39,5	54,4	6,1	38,3	41,5	50,3	8,2	38,9	45,2	49,4	5,4	37,6
	Σ	53,8	40,7	5,5	904	49,5	42,1	8,4	893	54,0	39,9	6,1	887
Jahr	NE	39,4	54,7	5,9	13,8	37,8	51,7	10,5	12,9	40,8	51,0	8,2	13,2
	SE	58,4	32,4	9,2	17,2	53,6	34,2	12,2	12,9	53,1	39,0	7,9	11,5
	SW	65,4	26,2	8,4	33,0	57,7	32,7	9,4	35,5	59,1	34,6	6,3	37,5
	NW	37,7	53,8	8,5	36,0	38,6	50,5	10,9	38,7	45,6	48,6	5,8	37,8
	Σ	50,6	41,3	8,1	3647	47,4	42,3	10,3	3632	50,8	42,7	6,5	3607

nahen Strömungskarten von ALT ersehen werden; ihre Erklärung liegt in der Wechselwirkung des Ozeans und des Kontinents.

Der zwischen dem Winter und dem Sommer bezüglich der Windrichtungen festgestellte Unterschied ist also, — da er sich in den verschiedenen Perioden in ähnlicher Weise meldet, — als eine permanente Eigenschaft unseres Klimas zu erachten.

In unserer fünfjährigen Bearbeitung kann der in der Herbstperiode (in jedem dieser Monate) erscheinende starke mediterrane Effekt, obwohl er charakteristisch für das Klima Ungarns ist, infolge seines überwiegenden Charakters als eine Charakteristik der Periode zwischen 1961 und 1965 angesehen werden.

Es ist ersichtlich, dass in der Häufigkeitsverteilung der Warm- bzw.

der Kaltluftadvektionen die zonale Achse eine charakteristische Trennungslinie ist: an die nördlichen Windvektoren schliessen sich häufiger Kaltluft-, an die südlichen aber Warmluftadvektionen. Obwohl dieses Resultat nicht Neues besagt, ist die verhältnismässig grosse Anzahl der advektiven Prozesse umgekehrten Sinnes doch überraschend. Ganz besonders aus den nördlichen Quadranten erhalten wir im Wege der Advektion mit einer ziemlich grossen Häufigkeit wärmere Luft, in einer Weise, dass die Häufigkeit der sich an die nördlichen Windkomponenten schliessenden Warmluftadvektionen im Winter und in dem Durchschnitte des ganzen Jahres — ganz besonders in der höheren Troposphäre — der Zahl der advektiven Abkühlungen nahe kommt. Im Sommer übersteigen in dem von der Strahlung erwärmten ungarischen Becken die Anzahl der mit den nördlichen Windkomponenten sich meldenden Advektionen kälterer Luft in einem beträchtlichen Masse die Häufigkeit der Warmluftadvektionen. Mit den über südliche Komponenten verfügenden Winde kommen im Sommer mit überwiegender Häufigkeit Warmluftadvektionen vor.

Wie bereits erwähnt, zeigen die verhältnismässig kleinen Mittelwerte der Temperaturadvektionen die summierte Auswirkung der Kalt- und Warmluftadvektionen (die zwar vom entgegengesetzten Vorzeichen sind, in Hinsicht der Grösse aber nahe zueinander fallen), dagegen bieten sie aber keine Information über die Grösse der positiven und negativen Komponenten. In der Tabelle VI. bringen wir die Durchschnittswerte der positiven und negativen Temperaturadvektionen, sowie die aus der Summierung derselben stammenden Resultaten der Temperaturadvektion in $^{\circ}/\text{Tag}$ Einheiten.

Vor allem kann festgestellt werden, dass die Durchschnittswerte sowohl der positiven als auch der negativen Temperaturadvektionen den Durchschnitt der Resultantenadvektion in bedeutendem Masse (in einigen Jahreszeiten 3—40-fach) übersteigen. Miteinander verglichen weisen aber die (mit Σ bezeichneten Reihen) in keinem der Jahreszeiten und in keiner Schicht einen wesentlichen Unterschied auf: die mittlere Abweichung der Durchschnitte der negativen und positiven Temperaturadvektionen bleibt unter 10%. Anders ist das Resultat des Vergleiches in den einzelnen Windquadranten. Die sich an die nördlichen Windquadranten schliessenden Kaltluftadvektionen übertrifften in ihrem durchschnittlichen absoluten Werte im allgemeinen jenen der Warmluftadvektionen, die Winde der südlichen Sektoren melden sich dagegen durchschnittlich mit einer grösseren Warmluft- und einer kleineren Kaltluftadvektion.

Der Betrag der positiven und negativen Advektionskomponenten, vergleichend mit dem grössenordnungsmässig kleineren absoluten Wert der resultierenden Temperaturadvektion weist darauf hin, dass die letzterwähnte (die jahreszeitlichen und jährlichen Durchschnitte) in grossem Masse von dem Häufigkeitsverhältnis der positiven und negativen Komponenten abhängen.

Aus den für die Temperaturadvektion erhaltenen Durchschnittswerten kann die Wärmemenge leicht ausgerechnet werden, welche die Atmosphäre an einem gegebenen Orte und während einer gegebenen Zeitdauer infolge der advektiven Prozesse erhält, bzw. verliert. Die advektive lokale Warmeinnahme wird auf eine Luftmenge von 1 cm^3 , oder auf eine mit den Isobarflächen begrenzte Luftsäule vom Querschnitt von 1 cm^2 bezogen. Die Temperaturadvektion ist nämlich nichts anderes, als eine innerhalb der Zeiteinheit an einem gegebenen Orte erfolgende advektive Temperaturänderung, die in unseren Tabellen in $^{\circ}/\text{Tag}$ Einheiten ausgedrückt wird. Wenn dies mit A ,

Tabelle VI.

Durchschnittswerte der positiven ($+\bar{A}$), der negativen ($-\bar{A}$) und der resultanten (A) Temperaturadvektion in $^{\circ}\text{C}/\text{Tag}$ -Einheiten über Budapest (1961–1965)

	kv	850–700 mb			700–500 mb			500–300 mb		
		$+\bar{A}$	$-\bar{A}$	A	$+\bar{A}$	$-\bar{A}$	A	$+\bar{A}$	$-\bar{A}$	A
Frühling	NE	3,3	—3,6	—0,83	2,3	—2,3	—0,24	3,1	—3,5	—0,55
	SE	4,6	—2,9	1,50	3,0	—2,1	1,12	3,6	—1,8	1,34
	SW	6,0	—5,4	2,39	4,5	—3,0	1,47	5,1	—5,7	0,57
	NW	4,3	—6,5	—1,33	3,8	—5,0	—0,84	6,3	—5,3	0,66
	Σ	4,9	—5,0	0,41	3,7	—3,7	0,23	5,1	—4,7	0,53
Sommer	NE	2,5	—2,4	—0,91	2,0	—2,0	—0,32	3,1	—2,8	—0,39
	SE	4,6	—1,2	2,40	2,7	—1,5	0,72	3,0	—2,5	0,37
	SW	5,1	—4,9	2,00	3,9	—3,4	1,09	5,0	—5,4	0,67
	NW	3,4	—6,5	—2,62	2,8	—4,2	—1,31	3,7	—4,7	—1,16
	Σ	4,3	—5,1	—0,13	3,3	—3,5	—0,14	5,2	—4,6	—0,22
Herbst	NE	7,4	—3,6	1,18	3,0	—2,8	—0,79	5,5	—5,1	—0,74
	SE	5,5	—4,2	1,91	4,0	—2,1	1,22	4,7	—4,1	0,55
	SW	6,8	—4,1	2,86	4,8	—5,0	1,30	6,1	—6,4	1,57
	NW	4,6	—8,2	—2,73	4,4	—6,2	—1,45	5,9	—4,8	0,95
	Σ	6,1	—5,7	0,83	4,4	—4,7	0,18	5,8	—5,3	0,97
Winter	NE	4,6	—4,9	—0,38	3,7	—4,6	—0,62	5,6	—5,2	0,18
	SE	4,8	—2,8	2,05	4,7	—2,6	1,89	4,9	—2,7	2,12
	SW	9,1	—4,5	5,73	5,7	—4,5	1,93	8,5	—5,2	4,24
	NW	6,0	—7,5	—1,71	5,6	—7,2	—1,31	8,7	—7,3	0,36
	Σ	6,9	—6,0	1,29	5,3	—5,6	0,25	7,7	—5,9	1,82
Jahr	NE	4,5	—3,8	—0,29	2,9	—3,0	—0,49	4,6	—4,3	—0,31
	SE	4,9	—2,9	1,93	3,6	—2,1	1,22	4,1	—2,9	1,06
	SW	6,8	—4,7	3,22	4,8	—4,0	1,43	6,2	—5,7	1,71
	NW	4,6	—7,1	—2,09	4,1	—5,6	—1,22	6,2	—5,5	0,14
	Σ	5,6	—5,4	0,60	4,2	—4,4	0,13	5,8	—5,1	0,77

bezeichnet wird, dann ist in der Umgebung einer gegebenen Isobarfläche p die lokale, advektive Wärmeeinnahme einer Luftmenge von 1 cm^3 , während eines Tages:

$$Q_p = c_p \cdot \rho_p \cdot A_p [\text{cal} \cdot \text{cm}^{-3} \cdot \text{Tag}^{-1}]$$

wo $c_p = 0,241 (\text{cal gr}^{-1} \text{Grad}^{-1})$, die spezifische Wärme der Luft bei konstanten Druck ist, $\rho_p (\text{gr} \cdot \text{cm}^{-3})$ die Dichte der Luft, A_p die advektive Temperaturänderung (pro Tag) auf der Isobarfläche p ist. In diesen Errechnungen kann die Differenz der virtuellen und wahren Temperatur vernachlässigt werden, da es sich um Temperaturänderung handelt.

Wenn die vertikale Entfernung der Isobarflächen p_1 und p_2 ($p_1 > p_2$) über dem Beobachtungsort ($h_1 - h_2$) ist, dann ist die advektive Wärmeeinnahme

einer durch die Isobarflächen begrenzten Luftsäule vom Querschnitt von 1 cm² innerhalb eines Tages:

$$\bar{Q} = c_p \cdot \bar{\rho} (h_2 - h_1) \bar{A} [\text{cal. cm}^{-2} \cdot \text{Tag}^{-1}]$$

wo $\bar{\rho}$ die mittlere Dichte der Schicht, \bar{A} aber die advective Aenderung ihrer Mitteltemperatur bedeutet.

Aus unseren aeroklimatologischen Bearbeitungen kann die zwischen den Hauptisobarflächen bestehende Entfernung, sowie die Durchschnittswerte der mittleren Dichte leicht bestimmt werden. In dieser Weise haben wir jene Wärmemengen errechnet, welche im Laufe eines Vierteljahres, bzw. eines ganzen Jahres eine zwischen den Hauptisobarflächen befindlichen vertikale Luftsäule vom Querschnitt von 1 cm² infolge der advektiven Erwärmungen (+ \bar{Q}), und der advektiven Abkühlungen (− \bar{Q}) im Durchschnitt der untersuchten 5 Jahre eingenommen, bzw. abgegeben hat. In ähnlicher Weise wurde auch deren Summe ($\Sigma \bar{Q}$) errechnet, welche letzten Endes die vierteljährliche und jährliche Wärmebilanz der Luftsäule (im fünfjährigen Durchschnitt) ausdrückt. Das Resultat wurde in den zwei extremen Jahreszeiten und auch für das ganze Jahr graphisch dargestellt (Abb. 6). In der Abbildung stellt die Länge der in Quadranten aufgezeichneten Säulen vom den Seiten des inneren Quadraten ausgehend die eingenommenen und abgegebenen advektiven Wärmemengen dar. Die in das Quadrat eingeschriebene Zahl gibt die vierteljährliche und jährliche advective Wärmebilanz einer Luftsäule vom Querschnitt von 1 cm² in [kcal cm^{−2} Vierteljahr^{−1} und Jahr^{−1}] Einheiten.

Über die untersuchte Periode kann auf Grund der Tabelle VI. und der Abbildung 6 folgendes festgestellt werden:

a) Die advective Wärmetransport in der freien Troposphäre über Budapest schloss mit der Ausnahme des Sommers in allen Jahreszeiten und auch

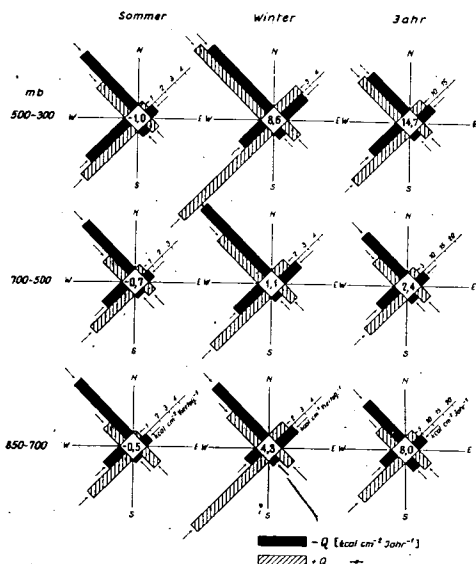


Abb. 6. Die durchschnittliche advective Wärmeaufnahme und Wärmeverlust der troposphärischen Luftschichten über Budapest (1961–1965).

für das ganze Jahr gerechnet mit einer Wärmeeinnahme. Die advektive Wärmeeinnahme dürfte eine bedeutende Rolle in der Tatsache haben, dass die untersuchte Periode im allgemeinen wärmer war, als die vorherige Zehn-jahrperiode. Von der Zirkulation wurde die Wärme überwiegend im Winter und Herbst der Troposphäre übergeben. Die herbstliche Überwiegen der Warmluftadvektionen kann im Vergleiche zu der vorherigen 10 Jahresperiode als eine Charakteristik der Fünfjahrperiode erachtet werden, die winterliche advektive Wärmeeinnahme und der sommerliche advektive Wärmeverlust ist dagegen eine permanente Eigenschaft der advektiven Prozesse unserer Troposphäre. Diese Feststellung wird auch von unseren auf das vorhergehende Jahrzehnt bezüglichen Untersuchungen bekräftigt. Die frühjährliche, überwiegend positive Temperaturadvektionen sind wahrscheinlich die Eigenschaft der Fünfjahrperiode. Das selbe kann auch auf die für das ganze Jahr erhaltene advektive Wärmeüberschuss ausgesagt werden. Die advektive Wärmeübergabe war in der unteren Troposphäre (verhältnismässig dichte Luft) und in der zwischen 500—300 mb liegenden höheren Luftschicht (relativ grosse Windgeschwindigkeiten) am grössten.

b) Mit der von den einzelnen Windquadranten kommenden Strömungen gewinnt und verliert die Troposphäre Wärme von sehr verschiedener Menge. Die advektive Wirkung der aus den nördlichen Quadranten (*NW* und *NE*) kommenden Winde verursacht im Jahresdurchschnitt einen Wärmeverlust ($21 \text{ kcal cm}^{-2} \text{ Jahr}^{-1}$), der etwa die Hälfte jener Wärmeeinnahme ist, die von der thermischen Advektion der aus den südlichen Quadranten kommenden Winde in der Troposphäre hervorgerufen wurde ($46 \text{ kcal cm}^{-2} \text{ Jahr}^{-1}$). Die aus den östlichen Quadranten kommenden Winde verursachen verhältnismässig geringe Wärmeeinnahme (im Jahresdurchschnitt etwa 20% der advektiven Wärmeübergabe), bzw. Wärmeverlust in der Troposphäre über Budapest. *Die advektive Wärmebilanz der Troposphäre wird im wesentlichen von dem mit den Westwinden verbundenen advektiven Prozessen bestimmt, die im Jahresdurchschnitt etwa 80% sowohl der positiven, als auch der negativen ganzen Wärmeübergabe abwickeln.* Eine advektive Wärmeübergabe und Wärmeabzug kann bei uns sowohl mit aus *SW*, als auch *NW* Sektoren kommenden Strömungen eintreffen. Die Winde des Quartals *SW* haben in der Form von Advektion kälterer Luft etwa 40—50% jener Wärme transportiert, die durch die Warmluftadvektionen der Troposphäre übergeben wurde. Im Quartal *NW* war die Proportion der Wärmeübergabe im entgegengesetzten Sinne analog und dieser Umstand gibt eine Erklärung des verhältnismässig kleinen Wertes der advektiven Wärmebilanz.

Ein charakteristischer und wahrscheinlich permanenter Unterschied besteht zwischen den mit den Winden der zwei westlichen Quadranten verbundenen Advektionsprozessen im Winter und im Sommer. Im Winter ist ein verhältnismässig grosser Unterschied zwischen der advektiven Wärmeeinnahme und Wärmeausgabe im *SW* Sektor und kleiner der Unterschied im *NW* Sektor. Der Grund dieses Phänomens ist offensichtlich der Umstand, dass im Winter vom Ozean auch aus dem *NW* Sektor wir warme Luft erhalten und die advektive Wärmeeinnahme kommt nahe zu dem advektiven Kühlungseffekt der Winde des Sektors *NW*, ja sie kann diese in der oberen Troposphäre auch übersteigen. Im Sektor *SW* kommt aber zum milden Meereseinfluss auch ein mediterraner Effekt hinzu und ruft eine bedeutende Steigerung der Proportion der zum Windquadranten gehörenden advektiven Wärmeeinnahme

gegenüber des Verlustes hervor. Aus der sommerlichen Gestaltung der advektiven Wärmetransport kann ebenfalls auf einen ozeanischen Einfluss gefolgert werden. Im Sektor *NW* steigt mit der Einströmung der kühlen maritimen Luftmassen im Vergleiche zum Winter die Differenz zwischen der advektiven Wärmeeinnahme und dem Verluste an, zur selben Zeit übersteigt aber die infolge der im Sektor *SW* vom Ozean kommenden Winde eingenommene Wärme in einem kleineren Masse den advektiven Wärmeverlust, als im Winter.

Zusammenfassend kann also folgendes festgestellt werden: die advektive Wärmebilanz der Troposphäre wird — im Einklange mit der allgemeinen Zirkulation — von den mit den westlichen Windquadranten verbundenen thermischen advektiven Prozessen bestimmt. Die an die östlichen Winden sich schliessende advektive Wärmeeinnahme und advektiver Wärmeverlust erreichte in der untersuchten Fünfjahrperiode kaum 20% des vorigen. In der Proportion der zu den westlichen Windquadranten gehörender advektiven Wärmeeinnahme und Wärmeabgabe kommt der Einfluss des atlantischen Ozeans und des Mittelmeeres in allen Schichten der Troposphäre über Budapest sehr markant zu Tage: der relative Unterschied zwischen der advektiven Wärmeeinnahme und Wärmeabgabe im Sommer ist relativ grösser in *NW* Windquadranten, im Winter aber im südwestlichen Windquadranten. Wie wir gesehen haben, übersteigen die Durchschnittswerte der positiven und negativen Komponenten der thermischen Advektion in Grössenordnung den Durchschnitt der resultanten thermischen Advektion. Miteinander verglichen besteht aber keine bedeutende Differenz in ihrem absoluten Werte. Aus dieser Tatsache folgt, dass die jahreszeitlichen und jährlichen Durchschnittswerte der thermischen Advektionen, ja sogar ihre Vorzeichen in sehr grossem Masse von der Häufigkeitsproportion der positiven und der negativen Komponenten anhängen. Da diese Proportion einen klaren Zusammenhang mit der Windrichtung aufweist, kann es eingesehen werden, dass in den einzelnen Perioden mit der in der Häufigkeitsverteilung der Windrichtung erscheinenden Differenz eine bedeutende Abweichung im Vorzeichen und Grössenordnung, auch in den Durchschnittswerten der resultanten Temperaturadvektion auftritt. Mit diesem Umstand kann es erklärt werden, dass aus den Angaben der fünfziger Jahre auf die überwiegende Kühlungswirkung der Temperaturadvektion, aus den Angaben der Jahre von 1961—1965 aber auf deren wärmende Auswirkung gefolgert wurde.

Auf alle Fälle kann festgestellt werden, dass in den zwei extremen Jahreszeiten von der Bearbeitung beider Perioden eindeutig bewiesen wird, dass im Sommer die Advektion kälterer Luft, im Winter aber die Advektion wärmerer Luft stärker zur Geltung kommt. Da diese Feststellung sich im Einklange mit den vorher untersuchten klimatischen Eigenschaften von Budapest, — nämlich mit den auf dem Breitengrad bezogenen Temperaturanomalien, mit den ozeanischen und kontinentalen Auswirkungen befindet, kann jene aus einem kleineren aerologischen Material in 1963. getroffene Folgerung (Béll 1963) bekräftigt werden, wonach über Budapest die advektiven Prozesse der Zirkulation die freie Troposphäre im Sommer letzten Endes kühlen, im Winter aber sie wärmen. Die für die Übergangsjahreszeiten und für das ganze Jahr errechnete durchschnittliche Temperaturadvektion ist ein geringer und von der Häufigkeitsverteilung der Windrichtung abhängig sehr veränderlicher Wert.

LITERATUR

- ALT, E.: Klimakunde von Mittel- und Südeuropa. Köppen—Geiger: Hb. der Klimat. Berlin, 1932.
- BACSÓ, N.: Magyarország Éghajlata. Budapest, 1959.
Energiebilanzen der Strahlung und der Luftzirkulation in Ungarn. Z. f. Met. 17. 49 (1965).
- BALZER, K.: Die vertikale Aenderung des horizontalen Windvektors und die Komponenten der lokalen, zeitlichen Temperaturänderung. Z. f. Met. 17. 83 (1965).
- BARÁT, J.—TÓTH, P.: Ein mechanisches Hilfsgerät zur Errechnung der Temperaturadvektion in der freien Atmosphäre. Időjárás 65, 333 (1961).
- BAUR, F.: Linkes Meteorologisches Taschenbuch. Akad. Verlag., Leipzig, 1953.
- BAUR, F.—PHILIPPS, H.: Der Wärmehaushalt der Lufthülle der Nordhalbkugel im Januar und Juli und Zeit der Aequinoktien und Solstitien. Gerl. Beitr. Geoph. 42, 45 (1934, 1935).
- BÉLL, B.: A levegő vízgőztartalmának meghatározása. OMI Hiv. Kiadv. XIV. 95 (1951).
A termikus szél gyakorlati alkalmazása. OMI Hiv. Kiadv. XV. 214 (1952).
Gyakorlati módszerek a hőmérsékleti advekcio meghatározására. Időjárás 57. 350 (1953).
A termikus advekcio meghatározása magassági térképeken és pilotmérésekkel. OMI. Hiv. Kiadv. XVI. 263 (1953).
Die advektiven Witterungsänderungen in den Frühjahrsnachtfrösten. Act. Agronom. Acad. Sc. Hung. Tom. IV. Fasc. 3. 313 (1954).
A troposzféra rétegezettsége. OMI Hiv. Kiadv. XVIII. 250 (1955).
A szabadlégkör advektív hőforgalma a Kárpátmedence fölött. Időjárás 67. 65 (1963).
Jahresgang des Luftdruckes, der Temperatur und der Feuchtigkeit in der Troposphäre über Budapest. OMI Kisebb Kiadv. 35. Budapest (1965).
Die vertikale Windänderung über Budapest im Zusammenhang mit der thermischen Advektion. Ann. Met. (Neue Folge) No 3. (1967).
- BERKES, Z.: A Kárpátmedence vízháztartása. Időjárás 50. 5 (1946).
- BODOLAI, I.—DÉSI, F.: A hőmérsékleti advekcio meghatározása a szabadlégkörben. OMI Hiv. Kiadv. XVIII. 232 (1953).
- BUDÜKO, M. I.: Atlas Teplovovo Balanza Semnovo Schara. Moskau, (1963).
- DAHLER, H.: Die vertikale isobare Relativbewegung (Schichtdickenänderung) bei geostrophischer Advektion. Z. f. Met. 7. 42 (1953).
Fünffährige statistische Unterlagen der Winddrehung mit der Höhe über Nordwestdeutschland und einige aeroklimatologischen Folgerungen. Met. Rundschau, 18. 45 (1965).
- DOBOSI, Z.: Vizsgálatok egy hazai talajfelszín sugárzási mérlegéről. Időjárás 61. 260 (1957).
A napfénytartam és a globális sugárzás összefüggése Magyarországon. Időjárás. 61. 347 (1957).
- EXNER, F. M.: Grundzüge einer Theorie der synoptischen Luftdruckveränderungen. Sitz. Ber. Wiener A. Wiss. Math.-Nat. Kl., Bd. CXIX. Abt. II., 697 (1910).
- FABIANICS, F.: Budapesti havazások. Időjárás. 44. 154 (1940).
- FLOHN, H.—PENNDORF, R.: Die Stockwerke der Atmosphäre. Met. Zs. 59. 1 (1942).
The stratification of the atmosphere. Bull. Am. Met. Soc. 31. 71, 126 (1950).
- GUTERMAN, I. G.: Aeroklimatitscheskij Atlas. Moskau, 1963.
- HÄNSEL, Ch.: Statistische Ergebnisse über Beziehungen zwischen Temperaturadvektion, Vertikalbewegung und Luftdruckänderung. Akad. Verl. Berlin 1968.
- HROMOV, S. P.: A szinoptikus meteorológia alapjai. Akadémia Kiadó, Budapest, 1952.

- KÉRI, M.: Magyarország hóviszonyai. OMI Hiv. Kiadv. Magyarország Éghajlata. 7. 1952.
- MARGULES, M.: Über Temperaturschichtung in stationär bewegter und in ruhender Luft. Met. Zs. Hann-Band. 243 (1906).
- RAETHJEN, P.: Einführung in die Physik der Atmosphäre II., III. Verlag B. G. Taubner, Leipzig-Berlin, 1942—1944.
- SANDSRÖM, J. W.: Über die Beziehung zwischen Temperatur und Luftbewegung in der Atmosphäre unter stationären Verhältnissen. Met. Zs. 19. 161 (1902).
- SCHNEIDER—CARIUS, K.: Die Grundsicht der Troposphäre. Akad. Verl. Leipzig. 1953.
- SCHRÖDER, I.: Die Zonalverteilung der Temperaturadvektion aus der vertikalen Aenderung des Windvektors. Diplomarb. Geophys. Inst. KMU Leipzig (1966). (Unveröffentlicht).
- SELLERS, W. D.: Physical Climatology. Chicago 1966.
- SIMPSON, G. C.: The Distribution of terrestrial Radiation. Mem. Roy. Met. Soc. II. N. 16 (1927).
- STÜVE, G.: Thermodynamik der Atmosphäre. Hb. Geophys. Bd. IX. Lief. 2. Berlin 1937.
- TÓTH, P.: Ein Nomogramm zur Bestimmung der Temperaturadvektion in der freien Atmosphäre. Időjárás. 65. 23 (1961).
- WEBER, E.: Grundriss der biologischen Statistik. VEB Verl. Jena 1956.

Aus dem „MARCZELL GYÖRGY” Aerologischen Hauptobservatorium Budapest